

С-83

00.031

**СТРАТИ
ГРАФИЯ
СССР**

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

2

**МИНИСТЕРСТВО
ГЕОЛОГИИ СССР**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**МИНИСТЕРСТВО
ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ СССР**

СТРАТИГРАФИЯ СССР

СТРАТИГРАФИЯ

ГЛАВНЫЕ РЕДАКТОРЫ:

Д. В. НАЛИВКИН, Б. С. СОКОЛОВ

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА:

В. Н. ВЕРЕЩАГИН, А. И. ЖАМОЙДА, В. В. МЕННЕР,
Е. В. ШАНЦЕР

УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ

Е. Л. ПРОЗОРОВСКАЯ

ЧЛЕНЫ ГЛАВНОЙ РЕДКОЛЛЕГИИ:

В. В. ГРОССГЕЙМ, Б. М. КЕЛЛЕР,
И. И. КРАСНОВ, Г. Я. КРЫМГОЛЬЦ, С. В. МЕЙЕН,
Л. В. МИРОНОВА,
Л. А. НЕВЕССКАЯ, И. Ф. НИКИТИН, О. И. НИКИФОРОВА,
А. М. ОБУТ, М. А. РЖОНСНИЦКАЯ, К. О. РОСТОВЦЕВ,
Д. Л. СТЕПАНОВ, В. И. УСТРИЦКИЙ,
А. В. ХАБАКОВ, Н. Е. ЧЕРНЫШОВА

СССР

**ЧЕТВЕРТИЧНАЯ
СИСТЕМА**

Полутом 2

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
ПОЛУТОМА 2
И. И. КРАСНОВ

РЕДКОЛЛЕГИЯ ПОЛУТОМА 2:
*Э. А. ВАНГЕНГЕЙМ, Г. С. ГАНЕШИН, Е. П. ЗАРРИНА,
К. В. НИКИФОРОВА, Е. В. ШАНЦЕР*

МОСКВА 1984

Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2).— М.: Недра., 1984, 556 с. (ВСЕГЕИ).

В первом полутоме были рассмотрены общие вопросы четвертичной геологии. Во втором полутоме содержится региональное описание четвертичных отложений территории СССР. Приведена схема районирования. Дана корреляция региональных схем по всей территории СССР и рассмотрена проблема разработки общей стратиграфической схемы четвертичной системы СССР.

Работа является справочным изданием и рассчитана на стратиграфов и геологов.

Табл. 8, ил. 12, прил. 16, список лит.— 660 назв.

Выпущено по заказу Всесоюзного научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Во втором полутоме издания «Стратиграфия СССР. Четвертичная система» помещены данные по стратиграфии различных регионов Советского Союза. В пределах суши выделено XVII регионов, различающихся между собой по особенностям строения толщи четвертичных отложений. Моря, примыкающие к территории СССР, отнесены к четырем регионам (XVIII—XXI).

В пределах каждого региона выделено по несколько районов, отличающихся типами геологических разрезов. Все региональные очерки составлены в пределах границ, принятых в схеме районирования, и написаны по единому плану. В начале очерков приводятся краткие сведения по истории изучения региона, упоминаются ранее применявшиеся стратиграфические схемы — унифицированные, корреляционные, рабочие или наиболее представительные местные. Далее описываются все выделенные стратиграфические подразделения, от древних к современным, характеризуются стратотипические разрезы, палеонтологические остатки, приводятся результаты разнообразных исследований. В конце разделов (очерков) дается оценка современного состояния и степени изученности стратиграфии региона. К каждому разделу настоящего издания прилагается региональная стратиграфическая схема, по которой можно судить и об изученности стратиграфии четвертичных отложений каждого региона. Европейская часть СССР и Западная Сибирь более изучены по сравнению с восточными регионами и, особенно, по сравнению с наиболее удаленными северо-восточными территориями.

В ряде региональных очерков описана стратиграфия не только отложений плейстоцена (ледникового плейстоцена), относимых согласно принятой в СССР схеме к четвертичной системе, но также эоплейстоцена, соответствующего по упомянутой схеме апшерону, т. е. верхней части верхнего плиоцена. Это сделано потому, что многие генетические типы четвертичных отложений — ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные, делювиальные и пролювиальные, лессы и погребенные почвы, образующие мощные непрерывные толщи рыхлых осадков, в своих нижних слоях содержат палеонтологические остатки, которые относятся к верхам плиоцена и низам плейстоцена и имеют отрицательную намагниченность (палеомагнитная эпоха Матуяма).

В первом полутоме подробно описаны проблемы, связанные с положением неоген-четвертичной границы, и рассматриваются различные точки зрения по этому вопросу.

По мнению большинства членов редколлегии было принято решение о проведении нижней границы четвертичной (антропогеновой) системы под эоплейстоценом (апшероном), отвечающей 1,8 млн. лет по абсолютному возрасту. Эта граница соответствует нижнему пределу четвертичной системы, принятому в странах Западной Европы, Северной Америки, в Японии, Новой Зеландии и Австралии и рекомендованной XVIII МГК и последними конгрессами ИНКВА.

По мнению Г. С. Ганешина, неоген-четвертичную границу следует проводить в основании ледникового плейстоцена и эоплейстоцен не выделять в составе верхнего плиоцена. Независимо от того, каким принимается положение границы исследователями в том или ином регионе, важно подчеркнуть, что во многих регионах: европейской части

СССР, на Кавказе, в Средней Азии, Западной Сибири, Казахстане, Алтае-Саянской горной области и Забайкалье установлены слои, переходные от плейстоцена к плиоцену. Благодаря палеонтологическим находкам остатков млекопитающих, палеомагнитным и другим данным стало возможным уверенно устанавливать нижнюю границу ледникового плейстоцена, а также определять отложения, соответствующие по стратиграфическому положению апшерону, которые в схемах разных регионов относятся либо к эоплейстоцену, либо к верхнему плиоцену.

В региональных стратиграфических схемах применена стратиграфическая номенклатура, разработанная редакционной коллегией для детального расчленения четвертичных отложений. Она состоит из подразделений общей шкалы — системы, раздела, звена и подразделений региональной шкалы — надгоризонта, горизонта, подгоризонта. В корреляционной части, в местных стратиграфических схемах, применяются толщи, свиты, слои с местными названиями.

Подробная характеристика принятых в данном полутоме стратиграфических подразделений дается при описании стратиграфической номенклатуры в полутоме 1.

Несмотря на неравномерность изучения стратиграфии четвертичного покрова СССР, к настоящему времени накоплен фактический материал, который свидетельствует о том, что в общих чертах уже можно судить о составе и строении четвертичной толщи по всей территории СССР. Однако на Северо-Востоке страны, в пределах восточной Якутии и Магаданской области она изучена пока еще недостаточно. В соответствующем разделе характеризуется изученность Северо-Востока и описаны некоторые местные схемы, в частности по Яно-Колымской низменности.

В данном полутоме отсутствуют региональные очерки по Таймыру, Северо-Сибирской низменности и Корякскому нагорью. Хотя по стратиграфии Северо-Сибирской низменности за последние годы и получены значительные результаты, но региональный очерк к настоящему времени еще не составлен. Стратиграфия четвертичного покрова Таймыра и Корякского нагорья изучена недостаточно.

Во всех региональных очерках отложения голоценового возраста описываются кратко, поэтому редколлегия сочла целесообразным поместить в отдельной главе описание стратиграфии голоцена территории Советского Союза, в которой приведена стратиграфическая схема, применяемая, главным образом, в западных регионах, но которую можно использовать в пределах всего СССР.

В течение последнего десятилетия все большее внимание уделяется изучению и картированию четвертичных отложений в пределах шельфовых морей. Сейчас, в основном, изучается вещественный состав осадков и устанавливаются их генетические типы. Стратиграфическое расчленение морских осадков четвертичного возраста еще только начинается. Имеющиеся данные о возрасте морских отложений относятся пока, главным образом, к отложениям верхнего плейстоцена и голоцена. Помещенные в полутоме региональные очерки о донных четвертичных отложениях шельфовых морей дают представление о современном состоянии изученности стратиграфии морских четвертичных отложений.

В большинстве регионов применяется погоризонтное расчленение отложений верхнего и среднего плейстоцена. В некоторых регионах намечилось также погоризонтное расчленение и нижнего плейстоцена. Но во многих регионах нижние горизонты в нижнем плейстоцене еще не выделяются. Отложения эоплейстоценового (позднеплиоценового) возраста установлены в ряде западных, центральных и даже восточных регионов СССР. Однако погоризонтное расчленение пока предложено только для внеледниковой области европейской части СССР. В остальных регионах в составе эоплейстоцена выделяются свиты и иногда — слои.

Состояние изученности всей территории СССР сейчас уже таково, что есть предпосылки выработать общую сводную стратиграфическую схему четвертичных отложений для территории СССР. Наиболее полной по-прежнему остается стратиграфическая схема европейской части СССР. Поэтому она, по-видимому, и будет положена в основу схемы СССР, и с ней целесообразно сопоставлять другие региональные схемы. По наиболее представительным стратотипам устанавливаются подразделения сводной (унифицированной) шкалы для территории СССР. При этом стратотипы могут быть выбраны из всех регионов европейской и азиатской частей СССР.

В последнее время получены новые данные, имеющие важное значение для разработки общей стратиграфической схемы четвертичной системы СССР, которые не включены в региональные очерки, но частично отражены в стратиграфических схемах (приложениях). В 1983—1984 гг. на втором Межведомственном стратиграфическом совещании (МРСС) в г. Ленинграде (Ольгино) составлена новая стратиграфическая схема европейской части СССР (Восточно-Европейской платформы), существенно дополняющая европейскую региональную схему 1964 г. Она состоит из десяти самостоятельных региональных схем и объединяющей их шкалы межрегиональных горизонтов. В нижнем плейстоцене в ней выделены шесть горизонтов. В эоплейстоценовом звене в некоторых региональных схемах выделено от трех до шести горизонтов. В межрегиональной схеме погоризонтное деление пока не принято. Таким образом, в составе антропогена, т. е. плейстоцена и эоплейстоцена теперь выделяются до 20 горизонтов. Наиболее существенные изменения касаются региональной схемы Центральных районов РСФСР, на основе которой была составлена схема европейской части СССР 1964 г. Теперь разработано более детальное расчленение нижнего плейстоцена и предложена новая трактовка стратиграфии среднего плейстоцена. Однако, ревизия стратиграфической схемы Центральных районов еще не закончена.

В 1984 г. Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) утвердил региональные стратиграфические схемы для ряда регионов Востока СССР (Восточная Якутия, Чукотка, Камчатка, Сахалин, Приамурье, Приморье), которые были составлены на Межведомственном региональном стратиграфическом совещании (МРСС) в 1983 г. в г. Магадане. Эти схемы характеризуются достаточной детальностью для межрегиональных корреляций внутри плейстоцена.

РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СССР ПО СТРАТОРЕГИОНАМ

В отличие от отложений всех других систем, осадки четвертичной системы распространены на всей площади Советского Союза, поэтому в региональных стратиграфических описаниях характеризуется строение четвертичного покрова всей территории СССР. Районирование по типам геологических разрезов необходимо для упорядочения геологических исследований при изучении стратиграфии четвертичных отложений, в частности при составлении региональных стратиграфических схем и картировании. В сущности границы в схеме районирования совпадают с контурами крупных геоструктурных регионов, которые отчетливо выделяются на всех обзорных картах четвертичных отложений СССР. Внутри крупных геоструктурных регионов районирование приводится в зависимости от особенностей строения четвертичной толщи, обусловленных историей геологического развития каждого района.

Однако некоторые районы выделялись не только на основании региональных особенностей геологических разрезов, но и по административному делению территорий. В частности, в системе Межведомственного Стратиграфического Комитета (МСК) организованы Региональные Межведомственные Стратиграфические Комиссии (РМСК), деятельность которых распространяется на территории союзных республик (РМСК — Украинская, Белорусская, Прибалтийская). Соответствующие районы выделены на карте районирования (рис. 1).

Схемы районирования вырабатывались по мере того как составлялись региональные корреляционные и унифицированные стратиграфические схемы. Впервые схема районирования крупного региона по типам геологических разрезов была разработана в 1960 г. для Западно-Сибирской низменности, в 1963 г. — для европейской части СССР (включала Урал). В 1965 г. составили схему районирования для Восточной Сибири, в которую вошли вся Сибирская платформа, Приверхоянье, Забайкалье и Алтае-Саянская горная область.

Первые схемы районирования характеризовались большой дробностью расчленения территории, так как стратиграфические схемы отдельных районов составлялись разобщенно и были недостаточно увязаны между собой. По мере того, как степень изученности регионов повышалась, становилось возможным объединить отдельные местные схемы и опорные разрезы в обобщенные схемы более крупных регионов. Таким образом число местных схем в региональных корреляционных таблицах в известной мере отражает степень изученности данного региона. Бывают случаи, когда число естественных районов, различающихся по типам разреза, в процессе дальнейшего изучения возрастает, как например в регионах со сложным горным рельефом, когда в разных межгорных впадинах встречаются различные типы геологического разреза четвертичной толщи.

Принятая в настоящем полутоме схема районирования СССР в общем соответствует схемам, которые вырабатывались на РМСК. Однако схемы таких регионов, как европейская часть СССР и Западно-Сибирская равнина удалось несколько упростить, за счет объединения районов со сходными типами разрезов.

В работе принимаются следующие категории территориального деления по степени их значимости: регион соответствует крупнейшим геоструктурным подразделениям континентов — платформам и основным горноскладчатым сооружениям. Главные геоструктурные элементы морей и океанов, также, относятся к нескольким регионам. Все регионы суши подразделяются на области и районы. В пределах наиболее крупных по площади регионов — платформ выделяются крупные элементы, отличающиеся по характеру палеогеографического развития — ледниковые и внеледниковые области. На карте районирования территории СССР, районы обозначены римскими цифрами, границы ледниковых и внеледниковых областей на платформах — пунктиром, а районы, выделенные внутри регионов — арабскими цифрами.

В соответствии со схемой составлены региональные очерки и региональные унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы, каждая из которых содержит разное число местных стратиграфических схем или разрезов, отмеченных порядковыми номерами и имеющих географические названия (бассейны рек, горные хребты, межгорные впадины и т. д.). Номера на стратиграфических схемах и карте районирования совпадают.

Ниже приводится перечень всех регионов, областей и районов, выделенных на карте (см. рис. 1).

Районирование

I. Европейская часть СССР (ледниковая область):

1. Северо-Запад, 2. Прибалтика (РМСК), 3. Белоруссия (РМСК), 4. Украина (РМСК) — область днепровского ледникового языка, Волынская возвышенность и Полесье, 5. Центральные районы и область донского ледникового языка, 6. Камско-Печоро-Вычегодский район.

II. Европейская часть СССР (внеледниковая область):

1. Молдавия и Украина, 2. Приазовье и Западное Предкавказье, 3. Бассейн Нижнего Дона, Маныч, Ергени, 4. Северное побережье Черного моря, 5. Восточное Предкавказье, 6. Нижнее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность и северное побережье Каспийского моря, 7. Среднее Поволжье (выше Куйбышева), 8. Башкирское Предуралье.

III. Кавказ

1. Рионская впадина, Черноморское побережье Кавказа, Таманский полуостров, 2. Большой Кавказ, 3. Каспийское побережье Кавказа и Куринская впадина, 4. Малый Кавказ.

IV. Урал

Ледниковая область: 1. Предуралье и Западные предгорья, 2. Горная область, 3. Зауралье и Восточные предгорья. Внеледниковая область: 4. Предуралье и Западные предгорья, 5. Горная область, 6. Зауралье и Восточные предгорья, 7. Мугоджары.

V. Западно-Сибирская равнина

а). Зона зырянского оледенения и морских трансгрессий:

1. Обский север, 2. Енисейский север.

б). Зона максимального оледенения:

3. Северное Зауралье, западная часть равнины, 4. Приенисейская северо-восточная часть равнины.

в). Приледниковая зона максимального оледенения:

5. Западная часть равнины, 6. Восточная часть равнины.

г). Внеледниковая зона:

7. Ишимская и Приказахская равнина, 8. Кулундинская равнина и Прииртышье, 9. Приобская и Предалтайская равнины, 10. Барабинская равнина.

VI. Казахстан

1. Тобольско-Тургайский район, 2. Центрально-Казахстанский район, 3. Южно-Казахстанский район с Сауром и Тарбагатаем, 3-а. Джунгария, 3-б. Хр. Саур и хр. Тарбагатай, 3-в. Прибалхашская и Алакольская впадины, Чу-Сарысу, хр. Каратау, 3-г. Восточное Приаралье, Сырдарья.

VII. Средняя Азия

Равнины: 1. Западно-Туркменская низменность, 2. Устьюрт, 3. Каракумы, 3-а.— Центральные (низменные), 3-б — Юго-Восточные, 3-в — Заунгузские, 4. Приаралье, 5. Кызылкумы, 6. Голодная степь и Приташкентский район, 7. Каршинская степь.

Горы: 8. Копетдаг, 9. Бадхыз и Карабилъ (предгорья Паратамиза), 10. Памир, 11. Тянь-Шань.

Предгорные и межгорные впадины: 12. Иссык-Кульская впадина, 13. Чуйская впадина, 14. Таджикская депрессия, 15. Ферганская депрессия.

VIII. Алтай-Саянская горная область

1. Зайсанская впадина, 2. Юго-Западный Алтай, 3. Горный Алтай, 4. Низовья Катунь и Бий, 5. Предсалаирье и Салаир, 6. Колывань — Томская зона и Кузбасс, 7. Кузнецкий Алтай, 8. Минусинская котловина, 9. Западный Саян, хр. Танну-Ола, 10. Восточный Саян, Тоджинская впадина.

IX. Сибирская платформа

1. Внеледниковая зона: Енисейский край, долина Среднего Енисея, нижнее Приангарье. Тунгусская синеклиза: 2. Долина верхнего течения р. Котуй, Муруктинская, Аганыйльская впадина, 3—4. Бассейн Нижней Тунгуски: 3. Нижнее и среднее течение, 4. Верхнее течение, 5. Средняя Ангара, 6. Иркутский амфитеатр. Западная и Центральная Якутия: 7. Восточная часть Средне-Сибирского плоскогорья, 8. р. Вилюй, 9. Нижний Алдан, 10. р. Лена, 11. Нижняя Лена, Южная Якутия, 12. Алданское нагорье.

X. Забайкалье

1. Байкальское нагорье (выделено 6 подрайонов), 2. Северо-Байкальское нагорье, 3. Патомское нагорье, 4. Витимская область, 5. Селенгино-Олекминская область, 6. Монголо-Охотская область.

XI. Дальний Восток

1. Западное Прихотье, 2. Амуро-Зейская депрессия, 3. Депрессии Нижнего Приамурья, 4. Горы Приамурья, 5. Сихотэ-Алинь и юг Приморья, 6. Уссури-Ханкайская депрессия.

XII. Сахалин

1. Центрально-Сахалинская депрессия, 2. Восточно-Сахалинская и Западно-Сахалинские горы, 3. Восточное и Западное побережья, 4. Северный Сахалин.

XIII. Камчатка

1. Центрально-Камчатская депрессия, 2. Западно-Камчатская низменность, 3. Срединный хребет, 4. Восточная вулканическая зона, 5. Восточная Камчатка.

XIV. Северо-Восток

1. Верхояно-Колымская горная страна. 2. Колымское нагорье и Чукотский полуостров, 3. Приморская низменность.

XV. Таймыр и Северо-Сибирская низменность

1. Таймыр — горы Бырранга, 2. Запад Северо-Сибирской низменности, 3. Восток Северо-Сибирской низменности.

XVI. Корякское нагорье

XVII. Острова Советской Арктики

1. Земля Франца-Иосифа, 2. Новая Земля, Вайгач, 3. Северная Земля. 4. Новосибирские острова.

XVIII. Моря Северо-Запада СССР

1. Балтийское море, 2. Белое море, 3. Баренцево море.

XIX. Моря Советской Арктики

1. Карское море, 2. Море Лаптевых, 3. Восточно-Сибирское море.

XX. Южные моря

1. Черное и Азовское моря, 2. Каспийское море.

XXI. Моря Дальнего Востока

1. Берингово море, 2. Охотское море, 3. Японское море.

В итоге проведенного районирования вся описываемая территория суши подразделена на 17 регионов, в состав которых вошло около 106 районов, что свидетельствует о большом разнообразии типов разрезом четвертичных отложений.

Важно отметить, что контуры крупных единиц районирования суши (Прил. XVI) весьма близки абрисам площадей продуктивных литогенетических комплексов, показанных на «Схематической карте полезных ископаемых четвертичной эпохи морфолитогеоза территории СССР».

ЕВРОПЕЙСКАЯ ЧАСТЬ СССР

ЛЕДНИКОВАЯ ОБЛАСТЬ

Изучение четвертичных отложений в России началось более ста лет назад, на территории центральных областей Русской равнины. Здесь, в ледниковой области европейской части СССР, были начаты первые исследования по стратиграфии и составлены первые карты четвертичных отложений.

Восточно-Европейская платформа представляет собой единую структурно-тектоническую область, и для нее следовало бы составлять одну региональную стратиграфическую схему, так же как и для других крупных регионов. Однако, учитывая большое значение европейского региона как эталонного для создания схем других регионов, редколлегия данного полутома сочла целесообразным раздельно описать ледниковую и внеледниковую области с целью наиболее полного освещения их стратиграфии.

Степень изученности собственно ледниковой зоны европейской части СССР очень высока. В 1961 году опубликован весьма обстоятельный «Очерк изученности плейстоцена Русской равнины в пределах РСФСР» Н. И. Кригера и А. И. Москвитина (к VI конгрессу ИНКВА). Новые данные, полученные за последние 20 лет, приводятся в достаточно полных обзорах по всем крупным областям и союзным республикам, помещенным в томах серии «Геология СССР». Ниже перечисляются важнейшие монографии, в которых приводятся очерки по стратиграфии четвертичных отложений: В. И. Громов (1948 г.), С. А. Яковлев (1956 г.), К. К. Марков, Г. И. Лазуков, В. А. Николаев (1965 г.); К. К. Марков (1931 г.), М. А. Лаврова (1960 г.), Г. С. Бискэ (1959 г.); А. В. Раукас (1978 г.); «Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР» (1967 г.); «Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР» (Ленинградская, Псковская, Новгородская области, 1959 г.); И. Я. Даниланс (1973 г.); В. К. Гуделис (1961 г.), М. М. Цапенко, Н. А. Махнач (1959 г.); К. И. Лукашов (1961 г.), Г. И. Горецкий (1964 г., 1966 г., 1970 г., 1980 г.); А. И. Москвитин (1950 г., 1958 г., 1965 г., 1967 г., 1976 г.); С. Л. Бреслав (1971 г.); «Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины» (Н. Г. Судакова и др., 1977 г.); В. А. Новский (1975 г.); М. Н. Грищенко (1976 г.); П. К. Заморий (1961 г.); П. К. Заморий, Г. И. Молявко, И. Г. Пидопличко (1961 г.); М. Ф. Веклич (1968 г., 1980 г.); А. А. Величко (1975 г., 1980 г.).

Количество публикаций чрезвычайно велико, наиболее существенные из них упоминаются в тексте.

Необходимо также отметить региональные и корреляционные стратиграфические схемы четвертичных отложений, в составлении которых принимали участие большие коллективы на межведомственных стратиграфических совещаниях и которые утверждены МСК: 1) И. И. Краснов, «Региональная унифицированная и корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений Европейской части СССР» (1967); 2) Региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Прибалтики (Решения... 1978); 3) Детальная стратиграфическая схема четвертичных (антропогеновых) отложений равнинной территории Украины для геологических карт масштаба 1 : 50 000 (1978 г.).

В полутоме 1, в главе «Краткий исторический обзор изучения стратиграфии четвертичной системы» описаны основные этапы стратиграфического изучения четвертичного периода в СССР. При этом в ней, главным образом, освещаются результаты исследований по территории европейской части СССР и в исторической последовательности приводятся основные стратиграфические схемы, составленные разными авторами.

В пределах северной половины европейской части СССР в четвертичном покрове преобладают континентальные отложения. Морские осадки развиты лишь в прибрежных областях Балтийского, Белого и Баренцева морей и распространяются в пределы континента только по депрессиям древних долин до средних течений Печоры, Мезени, Северной Двины, Онеги и других рек, впадающих в эти моря.

Вся описываемая территория неоднократно подвергалась покровным оледенениям, стаивавшим в межледниковые эпохи. Здесь особенно отчетливо проявлялась ритмика климатических колебаний — ледниковые эпохи сменялись межледниковыми. Поскольку каждому типу климата присущи определенные условия осадкообразования и характерные генетические типы отложений, понятно, что столь резкие смены обстановок получили здесь наиболее отчетливое отражение в строении толщи четвертичных отложений.

В пределах ледниковой зоны европейской части СССР распространены все генетические типы отложений, свойственные равнинным областям умеренных и холодных климатических зон. Вообще отсутствуют вулканические образования за исключением редких тонких линзочек дальнепринесенных вулканических пеплов в южной части ледниковой области. Общая мощность четвертичных отложений в регионе варьируется от нескольких метров до 200—300 м. Наибольшая мощность отмечается по результатам бурения скважин в доледниковых переуглубленных долинах и ложбинах ледникового выполаживания; здесь обычно представлен и наиболее полный разрез четвертичной толщи. В настоящее время такие разрезы известны на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках 130—150 м, у пос. Неболчи на Валдайской возвышенности 226 м, в районе Ленинграда около 100—120 м. В юго-западной части Литвы, Калининградской области и на севере Белоруссии в скважинах вскрыты четвертичные осадки мощностью около 300 м. Значительной мощности (150—250 м) достигает толща в основном верхнечетвертичных отложений в краевых зонах ледникового аккумулятивного рельефа. Особенно велика мощность в пределах островных возвышенностей и межлопастных массивов — Латгальской, Ошмянской, Швенчано-Нарочанской и др., а также в главных поясах ледниковых краевых образований — Балтийском, Валдайском и др.

Основной особенностью разрезов ледниковой зоны является неоднократное чередование ледниковых и межледниковых слоев разного происхождения и возраста. Однако вследствие того, что каждое последующее оледенение существенно перерабатывало и уничтожало осадки предыдущих оледенений и межледниковий, большинство разрезов неполные, а нередко наблюдаются и нарушения нормальной последовательности напластования, связанные с гляциодислокациями и чешуйчатым строением моренных пластов.

При этом, толщ ледниковых и водно-ледниковых отложений оказываются относительно более выдержанными по простиранию, тогда как межледниковые отложения обычно залегают между ними в виде разобщенных линз. Особенности условий залегания отложений в зонах развития материковых оледенений обстоятельно отражены в монографиях Ю. А. Лаврушина (1976), А. В. Раукаса (1978), Г. И. Горецкого (1980), А. В. Матвеева (1980 г.), Э. А. Левкова (1980) и др. Наличие многочисленных стратиграфических перерывов и, как следствие этого — неполнота большинства разрезов вместе с нарушениями первичной последовательности слоев в гляциодислокациях, обуславливают трудности, возникающие при сопоставлении одновозрастных горизонтов даже в пределах относительно ограниченных площадей. Поэтому методика изучения разрезов четвертичных отложений ледниковой зоны в значительной степени зависит от типа стратиграфического разреза и существенно отличается от той, которая принята для изучения внеледниковой зоны.

В северной половине европейской части СССР согласно принятой в 1964 г. схеме районирования по типам разрезов выделяются три основных зоны: I — зона северных морских трансгрессий, II — зона верхнеплейстоценовых оледенений и III — зона среднеплейстоценовых оледенений. Каждая из них подразделяется на районы, различные по строению разрезов четвертичной толщи.

В данном разделе принята несколько упрощенная схема районирования: 1. Северо-запад РСФСР, 2. Прибалтика, 3. Белоруссия, 4. Украина (область днепровского языка, Волынская возвышенность и Полесье), 5. Центральные районы и область донского ледникового языка, 6. Камско-Печоро-Вычегодский район.

Для каждого из этих районов составлена сводная местная стратиграфическая схема (прил. I), в которой отражена степень полноты разреза и характер его стратиграфического расчленения. Описание по районам в каждом стратиграфическом подразделении начинается с характеристики стратотипа и соответствующего ему района.

Изучение стратиграфии четвертичных отложений ледниковой зоны европейской части СССР, как и изучение в других областях, базируется на климатостратиграфических критериях. Но в отличие от внеледниковой области сравнительно слабо применяются палеофаунистические (млекопитающие и моллюски, микрофауна), а также палеопедологические методы.

Для расчленения осадков верхнего плейстоцена успешно используются данные анализа по ^{14}C . Определенные результаты можно получить при использовании термолюминесцентного анализа как метода датировки отложений более древнего возраста. Для некоторых опорных разрезов ледниковой зоны получены первые датировки, показывающие удовлетворительную сходимость данных с результатами оценки возраста, определенного с помощью других методов. Так, датированы средне- и верхнеплейстоценовые отложения в бассейне Северной Двины, отложения стратотипа лихвинского горизонта в г. Чекалин. Ряд датировок по северной Украине приведен в томе III «Геохронология СССР» (1974 г.). Однако этого еще недостаточно для уверенной датировки подразделений четвертичной системы.

К сожалению пока отсутствуют надежные палеомагнитные определения. Хотя были уже попытки палеомагнитного изучения морен в Литве, в Ярославском Поволжье и на Дону, но этот метод изучения еще не может здесь использоваться для надежной стратиграфической корреляции. В связи со сказанным, выделенные в настоящем разделе климатостратиграфические подразделения, кроме верхнего плейстоцена и голоцена, еще не имеют абсолютных датировок, и их корреляция пока основывается только на данных относительной хронологии.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время назрела необходимость существенно пересмотреть и дополнить в свете новых данных региональную унифицированную и корреляционную схему стратиграфии четвертичных отложений европейской части СССР, принятой МСК в 1964 г., особенно для нижнего и среднего плейстоцена. Кроме того, в этой схеме вообще не были отражены возможные аналоги эоплейстоцена в том понимании, которое ему придается в настоящем полутоме. Поскольку еще не создана новая региональная схема европейской части СССР, а представления разных исследователей о стратиграфии во многом значительно расходятся, необходимо перед обзором материала по районам рассмотреть важнейшие общие проблемы стратиграфии четвертичных отложений ледниковой области.

Проблема положения нижней границы четвертичной (антропогенной) системы в ледниковой зоне европейской части СССР до недав-

него времени не рассматривалась. Это объясняется тем, что отложения древнее окского горизонта практически не были известны, не проводились палеомагнитные исследования и до последнего времени отсутствовали палеонтологические данные по пограничным слоям.

Материалы, позволяющие выделить эоплейстоценовые отложения на территории ледниковой зоны европейской части СССР, появились сравнительно недавно. Еще в 50 годах М. М. Цапенко указывала на наличие в Белоруссии древних осадков, которые позднее стали относить к эоплейстоцену. Аналогичные отложения описывали А. И. Москвитин и Г. И. Горецкий. Собственно эоплейстоценовые отложения впервые были изучены в Литовской ССР, где в толще так называемого вильнюсского прегляциала устанавливаются ледниковые и межледниковые слои. Условно аналогичные слои выделены и в пределах северо-западных районов РСФСР, а также в бассейне Печоры в составе колвинской свиты. В последние годы получено много новых материалов по эоплейстоценовым осадкам бассейна Среднего Дона. Их расчленение основано здесь, главным образом, на данных по фауне мелких млекопитающих. Кроме того на северной Украине достаточно давно изучаются лессовидные породы и погребенные почвы, часть которых выделяется в самостоятельные стратиграфические горизонты, расположенные ниже палеомагнитной инверсии Брюнес—Матуяма. Из них верхние относятся к эоплейстоцену, в том его объеме, который принят в настоящем полутоме.

Однако во всех районах расчленение эоплейстоценовых осадков мало обосновано, неясен объем выделяемых подразделений и потому межрайонная корреляция их пока ненадежна. Поскольку изучение этих осадков находится в начальной стадии, выделение самостоятельных горизонтов в эоплейстоцене преждевременно не только в унифицированной части региональной схемы ледниковой зоны, но и в местных схемах.

Граница между эоплейстоценом и плейстоценом проводится теперь по подошве межледниковых слоев — шлавеских в Литве, пайских на Северо-Западе, добрушских в Белоруссии, покровских в бассейне Дона и мартоношской почвы на Украине. К настоящему времени почти во всех районах северной половины Русской равнины в нижнем плейстоцене выделены осадки двух оледенений и двух межледниковий, в местных схемах — четыре горизонта. Следует отметить, что межледниковые отложения еще не получили четких индивидуальных критериев выделения, в связи с чем проблема такого выделения и корреляции моренных горизонтов также достаточно дискуссионна. Однако мы считаем, что данных по изучению нижнего плейстоцена уже достаточно для выделения не менее четырех горизонтов в унифицированной схеме.

На протяжении последнего десятилетия многие исследователи, работавшие в центральных и западных областях европейской части СССР, предложили новые схемы по среднему и нижнему плейстоцену, существенно отличающиеся от схемы 1964 г. Различия между новыми схемами настолько значительны, что согласовать их в настоящее время невозможно. Проблема стратиграфического расчленения среднего плейстоцена при этом является наиболее сложной и трудно разрешимой. Это касается позиции всех четырех его горизонтов. Схемы разных авторов приведены в табл. 1. Однако в ней нет корреляции. Она составлена только для более наглядного сравнения этих схем.

Весьма дискуссионным является вопрос о положении осадков лихвинского межледниковья — нижнего горизонта среднего плейстоцена схемы 1964 года. Все авторы сейчас признают сложную палеоклиматическую ритмику лихвинского межледниковья, однако, нет единого мнения по поводу таксономического ранга слоев, расположенных между подошвой днепровской морены и линзой озерного мергеля, соответствующего нижнему оптимуму межледниковья в стратотипическом разрезе у г. Чекалина. По этому вопросу существует три точки зрения.

Стратиграфическое положение московского, одинцовского, рославльского,

Региональная схема Евро- пейской части СССР 1961—1964	Москвитин А. И. 1970	Горецкий Г. И. 1970	Салов И. Н. 1969	Вознячук Л. Н. Гриппинский Н. М. Пузанов Л. Т. 1969	Вознячук Л. Н. 1980			
Современный	Голоцен	Голоцен		Современ- ный	Голоцено- вый			
Валдайский надгоризонт	Осташков- ский	Осташков- ский	Валдайский надгоризонт	Валдайский	Балтийская стадия Шекснин- ская стадия Двинская стадия Волжская стадия Неманская стадия	Браслав- ский	Валдайский (Неманский)	
	Молого- Шекснин- ский	Молого- Шекснин- ский			Рутко- вичский			
	Калинин- ский	Калинин- ский			Нароч- ский			
Микулинский	Микулин- ский	Микулинский	Микулинский	Муравин- ский	Микулин- ский			
Среднерусский надгоризонт	Московский	Московский	Сожский	Днепровский	Московск. 1 ст. Дубровск. м/ст. Сожский ст.	Сожский	Днепровский	
	Одинцов- ский	Галич- ский Горкин- ский Рослав- льский Красно- борский Глазов- ский			Одинцовский	Красно- борск. Ильинск. Один- цовск.		Шкловский
	Днепров- ский	Днепров- ский			Днепровский	Днепров- ский		Днепров- ский
Лихвинский	Ивановский	Верхнекривич- ский м/ст (Верхнелих- винский)	Рославльское м/л	Александр- ийский (Лихвин- ский)	Гроднен- ский			

днепровского и лихвинского горизонтов по представлениям разных авторов

Маудина М. И. Бреслав С. Л., Валуева М. Н. 1980	Судакова Н. Г. 1975—1977	Писарева В. В. 1971	Герасимов И. П. Величко А. А. и др. 1975—1980	Никифорова К. В. Краснов И. И. 1973—1980	Веклич М. Ф. Сиренко Н. А. и др. 1975—1980		
	Голоцен		Современный	Голоцен	Голоцено- вый		
	Осташков- ский		Валдайская ледниковая эпоха	Верхний валдай	Причерно- морский		
	Молого- Шекснин- ский			Оледенение позднего валдая			
	Калинин- ский			Брянский интерста- диал	Средний валдай	Дофинов- ский Бугский	
				Перигляци- ал раннего валдая	Нижний валдай	Витачев- ский Удайский	
Микулинский	Микулин- ский		Микулинское м/л	Микулинский	Прилуцкий		
Днепровский	Московский стадиаль- ный	Московский	Московское (одинцовск. 3-й опт.) оледенение	Московская стадия	Московский	Тясминский	
	Межстади- альный	Рославль- ский	Рославль- ское м/л Глазовский оптимум	Одинцов- ский интер- стадиал	Одинцовский	Кайдакский	
	Днепров- ский стади- альный	Днепров- ский	Днепровский	Днепров- ская стадия	Днепровский	Днепровский Потягай- ловский Орель- ский	
Лихвинский	Ок- ско- Дне- пров- ский	Чека- лин- ский Ка- луж- ский Лих- винск. опт.	Лихвинский	Роменское, Рославльское м/л	Лих- вин- ский	II опти- мум похолод. I опти- мум	Завадов- ский

Региональная схема Евро- пейской части СССР 1961—1964	Москвин А. И. 1970	Горецкий Г. И. 1970	Салов И. Н. 1969	Вознячук Л. Н. Грипинский Н. М. Пузанов Л. Т. 1969	Вознячук Л. Н. 1980
Окский	Верхнебере- зинский	Ледниковая стадия (?)	Красноборск. поход. Глазовский оптимум Остерское по- ход.	Березин- ский	Плиссин- ский (Пред- днепров- ский) Калужский
Беловежский	Борисов- ский	Лихвинское м/л (Нижнекривич- ский)	Лихвипское м/л	Налибок- ский	Лихвинский
	Нижнебере- зинский	Окский (Верх- неберезинский)		Белорус- ский	Вилейский
	Лихвинский	Венедский (Бе- ловежский)		? Предлед- никовый	Витебский (Смолен- ский)
	Апшерон- ский	Березинский (Камский, Бе- лорусский)			Березин- ский (Ок- ский)
	Урыв-Кри- воборский	Вильнюсский прегляциал			Могилев- ский
	Окский				Нижнин- ский (Пред- березин- ский)
					Беловеж- ский

Маудина М. И. Бреслав С. Л. Валуева М. Н. 1980	Судакова Н. Г. 1975—1977	Писарева В. В. 1971	Герасимов И. П. Величко А. А. и др. 1975—1980	Никифорова К. В. Краснов И. И. 1973—1980	Веклич М. Ф. Сиренко Н. А. и др. 1975—1980	
Первый долинский ледн. (Окский)	Окский		Пронское оледенение (?)	Окский	Тилигульский	
Первый долинский межледн. (Рославльский)	Беловежский		Лихвинское м/л	Верхн. опт. похолодание ниж. опт.	Колкотовский Сульский	
Второй долинский ледн.	Березинский		Окское оледенение	Платовский 0,7	Лубенский 0,7 млн. лет ПМ	
Второй долинский межледн.			Предокское время	Потепление (межледник?)	Михайловский Мартоношский	
Третий долинский (ледниковый)			Переходное время	Новохоперское похолод.	Морозовский Приазовский	
		Корчевское межледник. (?)		Ногайский	Широкинский	
		Мичуринское (Иловайское) оледенение		Жеваховский (Каирский)	Ильчевский	
				0,7 млн. лет ПМ	Бошерницкий	Крыжановский
					Домашкинский 1,8	Березанский 1,9
				Ферладанский		
				Крыжановский		

1. Большинство исследователей относит все слои лихвинского межледниковья в полном объеме к единому окско-днепровскому интервалу.

2. По мнению А. И. Москвитина (1970 г.) в составе окско-днепровской толщи в стратотипическом разрезе у г. Чекалина выделяются пять стратиграфических горизонтов — два ледниковых и три межледниковых. При этом только самый нижний горизонт соответствует лихвинскому межледниковью и относится к началу нижнего плейстоцена.

3. По мнению И. Н. Салова и И. П. Герасимова, А. А. Величко и других лихвинский горизонт в полном объеме, относимый по-прежнему к одному стратиграфическому горизонту, отделяется от днепровского еще двумя горизонтами, в том числе одним межледниковым — рославльским.

Учитывая все имеющиеся данные, мы считаем, что лихвинское межледниковье представляет сложный климатический ритм, осадки которого пока следует объединять в единый стратиграфический горизонт между окским и днепровским.

Особенно значительные перестройки схем касаются положения одинцовского или рославльского горизонта (см. табл. 1). Различаются четыре точки зрения по этому вопросу.

1. Одинцовский стратотип синхронен рославльскому гипостратотипу и отложения этого возраста относятся к днепровско-московскому интервалу среднего плейстоцена.

2. Рославльские слои древнее одинцовских и располагаются под днепровской мореной (схема И. Н. Салова, И. П. Герасимова, А. А. Величко и др.); при этом собственно одинцовские слои занимают прежнее положение между днепровским и московским горизонтами.

3. Рославльские слои древнее одинцовских, но оба горизонта располагаются выше днепровского горизонта (Г. И. Горецкий).

4. Рославльские слои древнее лихвинских и залегают под окским (березинским) горизонтом, т. е. относятся к нижнему плейстоцену. С. Л. Бреслав, М. Н. Валуева и М. И. Маудина (1979), Ф. Ю. Величквич (1981 г.) считают, что разрезы гипостратотипов в районах Рославля, Смоленска и Калуги полностью сопоставляются со стратотипом Одинцово—Акулово, где верхи разреза относят к лихвину, а низы к рославлю. В то же время Л. Н. Вознячук (1973) считает, что те же разрезы полностью относятся к нижнему плейстоцену и не сопоставляются с одинцовским стратотипом.

Из изложенного выше видно, что проблема «рославля» и «лихвинца» в настоящее время далека от разрешения — нет однозначной характеристики этих межледниковий и крайне различны представления о стратиграфической позиции слоев «рославльского типа». Поэтому авторы, вслед за Г. И. Горецким (1980) считают, что пока нет основания менять в схемах стратиграфическое положение одинцовских — рославльских — шкловских слоев, принятое в унифицированной схеме 1964 г.* Это не исключает того, что в дальнейшем может быть доказано наличие разновозрастных межледниковых отложений со сходной палеоботанической и климатической характеристиками, отличающихся лишь в деталях.

В зависимости от интерпретации стратиграфической позиции межледниковых отложений меняются также представления о положении московского и днепровского ледниковых горизонтов в разрезах разных районов. Возраст основного горизонта ледниковых отложений в бассейне Дона в настоящее время считается раннеплейстоценовым и, следовательно, вновь возникает проблема разновозрастности днепровского и донского ледниковых языков. Главными аргументами в пользу удревнения морены на Дону являются находки (над мореной в некоторых разрезах) остатков фауны мелких млекопитающих тираспольского ком-

* Существенным доказательством среднечетвертичного возраста этих слоев являются находки мамонтовой фауны в Одинцово (Менпер, 1930).

плекса, а также палеопедологические данные. Однако Ю. М. Васильев (1980), признавая нижнеплейстоценовый возраст основного моренного горизонта считает, что выше выделяется еще один ледниковый горизонт, для которого не исключается среднеплейстоценовый (днепровский) возраст.

В унифицированной схеме 1964 г. в составе среднего плейстоцена выделяются два ледниковых горизонта — днепровский и московский, разделенные одиновским межледниковым горизонтом. Однако некоторые исследователи отрицают самостоятельность московского оледенения, рассматривая одиновские слои как межстадиальные. Теперь доказано, что в стратотипическом разрезе Одиново—Акулово межморенные осадки являются типично межледниковыми (Я. К. Еловичева, 1980 г.).

Самостоятельность московского оледенения подтверждается данными геоморфологического изучения — наличием нескольких мощных поясов краевых ледниковых образований, разным характером рельефа в зонах московского и днепровского оледенений, а также строением разрезов лессов-почвенных серий в перигляциальных областях. Таким образом, можно считать, что отложения московского ледникового комплекса следует сохранить в местных и унифицированной схемах в ранге самостоятельного горизонта.

О стратиграфическом расчленении верхнего плейстоцена — надмикулинской части разреза — до сих пор продолжается дискуссия. Одни исследователи выделяют два самостоятельных ледниковых горизонта: ниже- и верхневалдайский, (калининский и осташковский), разделенные межледниковым средневалдайским (молого-шекснинским) горизонтом, другие — отрицают существование ранневалдайского оледенения и единого значительного средневалдайского потепления. В связи с этим в схемах выше миккулинского горизонта выделяется лишь одно стратиграфическое подразделение — валдайский горизонт со стадийными и межстадиальными слоями. Однако поскольку в ряде местных схем с достаточной достоверностью устанавливается самостоятельный средневалдайский крупный теплый климатический интервал, в предлагаемой унифицированной схеме ледниковой зоны надмикулинские осадки, относящиеся к валдайскому надгоризонту, подразделяются на три горизонта.

Из приведенного обзора проблем стратиграфии четвертичных отложений ледниковой зоны европейской части СССР видно, что положение со стратиграфическим расчленением стало весьма запутанным. В наиболее изученных Центральных районах схемы разных исследователей не согласуются между собой. Очевидно, современное весьма сложное состояние стратиграфического изучения четвертичных отложений ледниковой зоны европейской части СССР в значительной мере объясняется тем, что не учитывается широкое развитие гляциодислокаций, нередко искажающих нормальную стратиграфическую последовательность слоев. За последнее десятилетие накопилось много новых данных о таких нарушениях первичных соотношений. Эта особенность присуща только ледниковой зоне. Кроме того, весьма неоднозначно, как было отмечено выше, интерпретируются палеоботанические данные, на основе которых главным образом расчленяются осадки стратиграфически*. Очевидно именно по этим причинам создаются резко противоречивые стратиграфические схемы, в которых, например, отложения рославльского межледниковья помещаются то в днепровско-московский интервал, то на четыре межледниковья ниже днепровского горизонта. Причина такого разнобоя — в организации и координации научных исследований. В четвертичной геологии применяется много новейших методов, но они используются обычно разобщенно. Нет еще истинно комплекс-

* Одна из главных причин несопоставимости схем — отсутствие для большинства ледниковых районов данных по фауне млекопитающих и палеомагнетизму.

ного (сопряженного) анализа. Этим объясняются противоречивые выводы, получаемые иногда разными авторами, проводящими свои исследования в одном и том же районе и даже на одних разрезах. Как бы то ни было, сейчас еще нет возможности составить новую унифицированную стратиграфическую схему ледниковой области, которая могла бы быть объективно обоснована.

Исходя из изложенного, авторы считают, что в настоящей главе следует придерживаться региональной корреляционной и унифицированной схемы 1964 года, внося в нее лишь некоторые дополнения, касающиеся эоплейстоцена и нижнего плейстоцена.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Согласно стратиграфической схеме антропогена, принятой в данном полутоме, эоплейстоцен выделяется в ранге раздела (бывшего яруса или подъяруса). Он соответствует апшерону, который в прежних стратиграфических схемах относился к верхней половине верхнего плиоцена. По подошве этого раздела, т. е. апшерона, в новой схеме проводится нижняя граница четвертичной (антропогеновой) системы. Данных по стратиграфии отложений эоплейстоцена в ледниковой области еще мало. Во многих районах сведения об этих отложениях отрывочны, так что их геологический возраст не является бесспорным. Поэтому целесообразно рассматривать отложения эоплейстоцена в целом, без расчленения на горизонты.

В наиболее изученных районах ледниковой зоны европейской части СССР в эоплейстоцене теперь установлены отложения двух, а местами даже и трех эпох, соответствующих двум потеплениям и одному похолоданию климата. Соответственно в местных стратиграфических схемах выделяется до трех стратиграфических подразделений. Их ранг пока неясен, вероятно это более крупные подразделения, чем горизонты, и поэтому еще не всегда понятно, с какой частью апшерона их следует сопоставлять.

Эоплейстоценовые осадки не имеют широкого площадного распространения. Они приурочены обычно к депрессиям доледникового рельефа — в основном к древним долинам. Отложения этого возраста известны почти исключительно по разрезам скважин и обычно залегают на значительной глубине (в целом по территории на глубинах от +10 до —300 м абсолютных отметок).

Только на самом юге в областях днепровского и донского языков максимального оледенения выходы предположительно эоплейстоценовых слоев наблюдаются в естественных обнажениях.

Северная Украина. В пределах Украины сюда относятся разрезы в долинах левых притоков Днепра и нижней Десны, пересекающих повышенную часть Приднепровской низменности и представляющих систему древних террас пра-Днепра, погребенных под отложениями днепровского ледникового горизонта и перекрывающими их лессами. Один из опорных разрезов вскрыт оврагами на правом берегу р. Сулы у с. Вязовок южнее г. Лубны. Здесь под нижней (четвертой по счету) из погребенных почв, располагается небольшая по мощности пачка слоев, эоплейстоценовый возраст которых не вызывает сомнений, поскольку вышележащие лессы достаточно уверенно сопоставляются с нижним плейстоценом и низами среднего плейстоцена. В основании этой пачки залегают аллювиальные пески (4 м), которые М. Ф. Веклич (1968) по положению в разрезе считает возможным отнести к илинчевскому и крыжановскому горизонтам, выделяемым им в лессовой толще внеледниковой области Украины. На этих песках залегают красно-бурые пластичные глины (3—4 м) и лессовидные суглинки (0,8 м), сопоставляемые тем же исследователем соответственно с широкинским и приазовским горизонтами его стратиграфической схемы. В осадках этих горизонтов во внеледниковой области имеются остатки млекопи-

тающих, входящих в состав таманского фаунистического комплекса, что позволяет уверенно относить их к верхам апшерона, т. е. верхней части зоплейстоцена в принятом в настоящем полутоме его объеме.

Есть основание думать, что и аллювиальные пески в основании разреза могут иметь зоплейстоценовый возраст, соответствуя какой-то части апшерона Прикаспийской области. Этому не противоречат и новые представления о необходимости выделения одесского фаунистического комплекса, представители которого ранее относились к позднехарьковскому (Л. И. Алексеева, 1974 г.), или раннетаманскому (И. И. Краснов, К. В. Никифорова, 1973 г.) комплексам. В связи с этим, можно считать, что фауна из осадков, аналогичных ильичевским и крыжановским, относится к одесскому комплексу, а вмещающие их отложения — к зоплейстоцену.

Аналогичные вязовокскому разрезы описаны (Веклич, 1968; Опорные геол. . ., 1967) у с. Федоровка на р. Хорол, у с. Потягайловка на р. Воскла и по буровым скважинам у сел Землянка, Чернебя Слобода и Чалкановка на р. Сейм в районе г. Путивля и др. При этом, в некоторых из них под мореной в качестве стратиграфических аналогов «ильичевско-крыжановского» аллювия вязовокского разреза указываются коричневые и бурые глины, а в качестве аналогов «широкинских» глин и «приазовских» лессовидных суглинков — аллювиальные пески (разрезы Завадовка, Горышня и др.). Общая мощность всех этих слоев нигде не превышает 3 м.

«Приазовский» лесс, пески и супеси в аналогичном стратиграфическом положении описан на правом берегу Днепра у с. Рожки на правом притоке р. Рось (Опорные геол. . ., 1969). «Приазовские» отложения подстилаются погребенной дерново-глеевой почвой (0,53 м) и мелкозернистыми аллювиальными песками (3 м), которые сопоставляются указанными исследователями с широкинским горизонтом схемы М. Ф. Веклича. Спорово-пыльцевые спектры этих нижних слоев имеют лесостепной облик, тогда как в «приазовском» лессе преобладает пыльца трав, преимущественно лебедовых и полыней. Соотношение основных компонентов последних, несмотря на примесь небольшого количества пыльцы сосны, березы, дуба, дало повод толковать их как свидетельство существования ландшафтов перигляциальной степи, не имеющих современных аналогов. Во всяком случае, наличие их определенно указывает на значительное похолодание и аридизацию климата.

Бассейн Среднего Дона. В верхнем плиоцене бассейн Среднего Дона пересекала крупная речная долина, имевшая ряд притоков. Верховья ее располагались на левобережье современной Оки. Эта долина частично унаследована современными Воронежем, Доном, Хопром и Потуданью. Верхнюю наиболее молодую часть кривоборского аллювия, выполняющего эту долину М. Н. Грищенко и Г. В. Холмовой выделили в качестве яманской свиты (Стратиграфия неогена, 1971).

В 70-х годах в составе верхней части кривоборской свиты Р. В. Красненков и Ю. И. Иосифова выделили горянскую и петропавловскую подсвиты, в которых объединены отложения, по возрасту отвечающие приблизительно апшерону и началу плейстоцена, прежде включавшиеся в состав яманских слоев (Миоцен Окско-Донской равнины, 1977 г.). Стратотип горянской подсвиты находится в северо-восточной части с. Урыв Острогжского района Воронежской области. Она подразделяется на нижне-, средне- и верхнегорянские слои. В среднегорянских слоях найдены теплолюбивые наземные моллюски и остатки корнезубых полевок, в нижнегорянских слоях в разрезе Урыв еще П. А. Никитин (1957) обнаружил холодолюбивую семенную флору, которую отнес к верхнему плиоцену.

На пространстве от долины р. Оки до устья р. Хопра в большом числе пунктов отложения горянской подсвиты охарактеризованы семенной флорой и палинологическими данными. На юге этого района в четырех разрезах из осадков извлечены обильные остатки грызунов

таманского комплекса, теплолюбивые моллюски и щитки черепак (с. Коротояк). В среднегорянских слоях в стратотипе встречены пере-мытые зерна эрратического гравия пород скандинавского проис-хождения.

В области Донского ледникового языка, на водоразделах, широко распространены аллювиально-делювиальные пестроцветные красно-бу-рые, зеленовато-серые, желто-бурые суглинки и глины, которые под-стилают лессовидные породы нижнего плейстоцена. Они издавна выде-ляются под названием скифских глин, широко распространенных во внеледниковой зоне. Их следует рассматривать как комплекс субаэраль-ных суглинков и красноцветных почв, образовавшихся в эоплейстоцене и позднем плиоцене в степных и саванных условиях. Северная граница их распространения проходит, примерно, по широте Курска—Вороне-жа—Саратова. Верхнюю часть комплекса скифских глин по-видимому можно относить к эоплейстоцену.

В бассейне Среднего Дона, на р. Иловой в Мичуринском районе Тамбовской области в 1975—1976 г. были обнаружены ледниковые отложения древнего оледенения (Красенков, Иосифова, Шулешкина, 1981). По составу флоры и отрицательной намагниченности покрываю-щих слоев, эти исследователи предположительно относили иловойскую морену либо к низам плейстоцена, либо даже к эоплейстоцену (гюн-цу?).

Следует отметить, что А. И. Москвитин (1970 г.) относит к низам эоплейстоцена аллювий, обнажающийся в основании четвертичной тол-щи в долине Дона у сел. Кривоборье, Урыв и др., и принимает эти осадки за эталон древнеантропогенного (эоплейстоценового) Урыв-кривоборского межледниковья.

Однако по данным Р. В. Красенкова и А. К. Агаджаняна (1976), в низах Урывского разреза обнаружена хапровская фауна грызунов, свидетельствующая об акчагальском возрасте этих слоев.

Прибалтика. Помимо южных районов ледниковой области страти-графия эоплейстоцена достаточно подробно изучена на разрезах юго-восточной Прибалтики — в Литве. Самыми древними осадками, относи-мыми теперь к эоплейстоцену является даунмантайская толща аллю-виального и озерного генезиса. Первоначально название «даунмантай» было предложено В. К. Гуделисом в 1961 г. В работе 1968 г. он ото-ждествляет даунмантайские слои по объему с ранее выделенным виль-нюским горизонтом (прегляциалом).

Стратотип даунмантайской толщи описан в близких обнажениях на р. Швентойи и ее притоке рч. Шлаве в окрестностях с. Даунмантай на юго-востоке Литовской ССР. Даунмантайские слои представлены переслаивающимися песками и алевритами, сверху перекрытыми мо-реней позднплейстоценового возраста мощностью 1—2 м и подстила-ются песчаными осадками аникцийского горизонта, относимого к плио-цену. Парастратотипами даунмантайских отложений считаются слои, вскрытые буровыми скважинами у с. Вилькишкес к югу от г. Вильню-са (Кондратене, 1965) и у с. Каралина у г. Шальчиннинкай. По дан-ным О. П. Кондратене (1965, 1968 г., 1971), даунмантайские осадки об-разовались при достаточно резких колебаниях климата, которые вы-деляются в споровопыльцевых спектрах по пикам березы и сосны. На диаграммах видно, что одновременно с сосной увеличивается количе-ство пыльцы широколиственных пород и уменьшается количество тра-вянистых и спор. В этих же интервалах обнаружены остатки расте-ний, обитавших в теплых условиях; здесь найдены мегаспоры *Azolla interglacialica* Nikit., *Salvinia natans* (L) All., *Potamogeton perfolia- tum* L., *Ranunculus aquatilis* L. (М. А. Ришкене, 1971 г.)

Осадки, предположительно одновозрастные даунмантайским, вскры-ты скважинами на территории Калининградской области на Самбий-ском полуострове (В. К. Гуделис, 1968 г.). Следует отметить, что о стратиграфическом объеме и расчленении даунмантайской толщи суще-

ствовали значительные разногласия. По О. П. Кондратене (1971) в составе вильнюсского прегляциала выделяются три горизонта: собственно даунмантайский доледниковый, а также горизонты — 1-е оледенение и шлавеский межледниковый. По представлениям П. П. Вайтекунаса отложения даунмантайских слоев и первого оледенения относятся к единому горизонту, осадки которого образовались в условиях прогрессирующего похолодания. За этим похолоданием следовало шлавеское потепление. Кроме того, в разрезе Ветигала, расположенном рядом с Даунмантаем, вскрыты слои, по О. П. Кондратене, аналогичные даунмантайским, но трактуемые П. В. Вайтекунасом как более древние и сопоставляемые с кинельскими отложениями среднего плиоцена (П. П. Вайтекунас, В. И. Хомутова, 1972 г.).

В региональной стратиграфической схеме Прибалтики 1978 г. к эоплейстоцену (преплейстоцену) отнесена даунмантайская толща, по основанию которой проводится граница четвертичной системы. Она представляет собой единое стратиграфическое подразделение пока неясного ранга и не разделяется на горизонты. Однако по палинологическим данным, которые отражают ритмичные изменения климата, в ее составе выделяется не менее трех похолоданий и двух потеплений.

Белоруссия. В течение последнего десятилетия пограничные плиоцен-плейстоценовые отложения изучены во многих районах Белоруссии. Они залегают преимущественно в переуглубленных долинах палео-Немана и его притоков на глубинах до 170 м и представлены аллювиальными и аллювиально-озерными фациями. Наиболее изучены разрезы глубоких скважин у д. Блажевичи Гомельской обл., у д. Лозы Новогрудского района Гродненской обл. (Н. А. Махнач, Т. Б. Рылова, 1977 г.), у д. Крево к югу от г. Сморгони Гродненской обл., у д. Рожок Брестской области, на Вселюбском массиве Новогрудской возвышенности и др. На основании палинологических данных (Н. А. Махнач, 1977 г.) показано, что при образовании этих отложений происходила ритмичная смена растительных ассоциаций, которая свидетельствует о неоднократных похолоданиях и потеплениях климата на фоне нарастающего общего похолодания от конца плиоцена до первого плейстоценового покровного оледенения. Н. А. Махнач (1977 г.) сопоставляет эти слои с даунмантайской толщей Литвы и относит их по возрасту к апшерону, т. е. эоплейстоцену. Но при этом она помещает охарактеризованные ею отложения в брестский (добрушский) горизонт белорусской схемы, который является нижним горизонтом нижнего плейстоцена. Таким образом получается, что нижняя граница плейстоцена совмещается с нижней границей апшерона, с чем согласиться нельзя. Вероятнее всего отложения, относимые к брестскому горизонту, также как и осадки даунмантайской толщи, имеют большой стратиграфический объем и по возрасту соответствуют части апшерона и, возможно, низам нижнего плейстоцена, и залегают непосредственно ниже древнейшей морены Литвы и Белоруссии.

Г. И. Горецкий (1980) предложил для Белорусского Понеманья предварительную стратиграфическую схему плиоцена. На основании разрезов, изученных Н. А. Махнач, Т. Б. Рыловой, Г. К. Хурсевич, Ф. Ю. Величкевичем, С. Г. Дромашко, С. Д. Астаповой и др., он выделил верхнебелицкий горизонт верхнего плиоцена (апшерон и акчагыл). К апшерону, т. е. эоплейстоцену Г. И. Горецкий относит две озерно-аллювиальные свиты. Нижняя — вселюбская — сложена алевритами с редкими раковинами пресноводных моллюсков, мощность 8—12 м. Ее стратотип находится в районе с. Вселюб на Новогрудской возвышенности. Верхняя свита — сморгоньская — представлена алевритами и песками мощностью около 20 м. Стратотип ее выделен по разрезу скважины у д. Крево.

Северо-Запад РСФСР. На территории Вологодской области в разрезе буровой скважины в г. Грязовце под образованиями ледникового комплекса были обнаружены древние аллювиально-озерные отложения,

которые были выделены под названием грязовецких слоев (М. Е. Вигдорчик и др., 1971 г.). На основании палинологических данных флора этого горизонта была охарактеризована как одно из переходных звеньев от миоценовых к плиоценовым и плейстоценовым флорам. Это дает право рассматривать грязовецкие слои предположительно эоплейстоценовыми. При этом, в низах толщи спорово-пыльцевые спектры указывают на термофильно-мезофильную растительность, а в верхах на ее обеднение и появление ксерофильных элементов, что видимо связано с похолоданием климата, а возможно и началом оледенения.

Что касается собственно ледниковых отложений эоплейстоценового возраста, то пока единственное указание на возможное их присутствие относится к Онежско-Ладожскому перешейку в пределах Олонецкой возвышенности. Здесь на глубине 60—90 м пройден красновато-бурый моренный суглинок с валунами кварцитов, диабазов и гранитов. М. Е. Вигдорчик и др. (1971 г.) и Д. Б. Малаховский (1972 г.) называют этот горизонт морены «дунайским», что вряд ли оправдано. Поскольку этот моренный горизонт является самым нижним и третьим по счету ниже морены, датируемой указанными авторами как днепровская, ее эоплейстоценовый возраст представляется вероятным. Для наименования соответствовавшего ей древнего оледенения, по-видимому, было бы лучше применение какого-либо местного географического названия (например, олонецкое оледенение).

Центр европейской части РСФСР. В центральных районах Русской равнины до сих пор не найдены осадки, которые могут быть достаточно уверенно отнесены к определенным горизонтам эоплейстоцена. В целом к эоплейстоцену можно условно отнести древний аллювий, обнаруженный в скважинах в бассейнах рек пра-Оки, пра-Москвы, пра-Волги. Обнаруженные в песках глыбы размером 1,5—2,0 м известняков, песчаников и кремней Б. М. Даньшин в 1947 г. объяснял деятельностью льда «пахринской» — доокской стадии оледенения. Эти пески известны у г. Андропов и в Подмосковье под названием «зеленовских слоев». Аналоги этих слоев мощностью не более 45 м описаны в Ярославской области в бассейнах рек Соты, Обноры, Солоницы.

Вопрос о возрасте древнейшего аллювия Оки и Москва-реки пока не ясен, так как флористическая характеристика этих пород недостаточно полна и противоречива. Доледниковый аллювий р. Оки, ложе которого располагается на абсолютных отметках 60—100 м, прислонен к слоям верхнего миоцена и аналогам урывских слоев кривоборской свиты, соответствующим по возрасту акчагылу (Ю. И. Иосифова, 1971 г.). Таким образом, есть основание относить эти осадки к какой-то части эоплейстоцена.

Север и Северо-Восток европейской части СССР. Недостаточно ясным остается пока вопрос о выделении эоплейстоцена на северо-востоке европейской части СССР — в Тимано-Уральской области, в бассейнах Печоры, Мезени и частично Северной Двины. В настоящее время некоторые исследователи этой территории объединяют значительную часть развитых здесь морских и континентальных кайнозойских отложений в большеземельскую серию. Нижняя часть этой серии получила название просундуйской и колвинской свит (Белкин и др., 1966). Эоплейстоценовые отложения могут присутствовать в составе этих двух свит; в отношении геологического возраста их нет, однако, единогласия. Просундуйская и колвинская свиты встречены только в кернах скважин и нигде не обнажаются.

По В. С. Зархидзе (1981 г.) обе свиты относятся к плиоценовому циклу осадконакопления. Просундуйская свита залегает в депрессиях древнего рельефа. Она представлена глинами и алевритами с фораминиферами. По В. К. Немковой растительный покров был представлен елово-сосновыми лесами. Колвинская свита сложена алевритами, глинами и песками, содержащими фауну морских моллюсков и фораминиферы. По В. К. Немковой в верхах колвинской свиты впервые появля-

ется пыльца тундровой растительности. Обе свиты в северных районах Печорского бассейна, в основном сложены морскими осадками, которые в южном направлении сменяются континентальными отложениями. Мнения о возрасте колвинской свиты были весьма разноречивы — от миоцена (Белкин, Зархидзе, Семенов, 1972) до среднего плейстоцена (Г. Н. Бердовская, Э. И. Лосева, 1972 г., Гудина, 1976). Ю. Б. Гладенков (1978 г.) относит колвинскую свиту к плейстоцену на том основании, что в составе фауны отсутствуют вымершие виды моллюсков, В. С. Зархидзе (1981 г.) оспаривает этот вывод, ссылаясь на недостаточную изученность фауны моллюсков. В. Л. Яхимович и др. (1976) считают, что образование колвинской свиты закончилось уже в конце раннего акчагыла. Учитывая имеющиеся разногласия мы сочли возможным отнести верхи колвинской свиты к верхам эоплейстоцена и низам нижнего плейстоцена, таким образом ее большая часть относится к эоплейстоцену.

В пределах водораздела Кама — Печора — Вычегда в глубоких каньонобразных погребенных долинах (более 200 м) при буровых работах обнаружены позднплиоценовые и раннечетвертичные аллювиальные и аллювиально-озерные осадки. Н. В. Рябков (1976 г.) относит к переходным плиоцен-плейстоценовым слоям озерные осадки, вскрытые скважиной у оз. Чусовского в бассейне р. Вишеры. По П. И. Дорофееву и Л. С. Тюриной своеобразный характер пыльцевых спектров и остатков макрофлоры с хорошо сохранившимися миоценовыми реликтами свидетельствуют о накоплении озерной толщи в конце плиоцена — начале плейстоцена.

Отрывочность данных по эоплейстоцену ледниковой области европейской части СССР и предположительность датировок многих отнесенных к нему отложений не позволяет пока создать общей схемы их сопоставления и выделить в их составе достаточно обоснованные стратиграфические подразделения, имеющие не только чисто местное значение. Однако приведенные данные указывают на то, что уже в то время происходили существенные колебания климата и отмечались резкие его похолодания, с одним из которых было связано, по-видимому, и одно из самых ранних материковых оледенений. Границы распространения этого оледенения неясны. Можно сказать лишь, что оно, очевидно, было меньше более поздних — плейстоценовых оледенений.

По А. И. Москвитину (1965, 1970 г.) этому времени соответствует апшеронское оледенение, следы которого, по его мнению, пока наиболее достоверно усганавливаются в перигляциальной зоне в виде похолоданий — по данным спорово-пыльцевых анализов (Маслова, 1960, Шатилова, 1974). Однако в целом эоплейстоцен может быть охарактеризован как предледниковый этап антропогена.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Плейстоцен является вторым разделом антропогена, продолжительность его, по различным данным, определяется примерно 0,7—0,8 млн. лет. Его часто называют ледниковым плейстоценом, противопоставляя эоплейстоцену, поскольку главной его особенностью является существование обширных ледниковых покровов, неоднократно распространявшихся по Русской равнине.

Граница между эоплейстоценом и плейстоценом проводится в северной половине европейской части СССР условно и несколько ниже палеомагнитной инверсии Брюнес—Матуяма, т. е. соответствует примерно 0,8—0,9 млн. лет. Однако в ледниковой области палеомагнитных данных еще очень мало, и стратотип этой границы еще не установлен. В южных районах ледниковой области нижняя граница плейстоцена определяется по подошве слоев, содержащих тираспольский комплекс фауны млекопитающих, преимущественно грызунов.

В пределах плейстоцена выделяются три звена — нижнее, среднее и верхнее. Границы между ними устанавливаются достаточно отчетливо по подошвам лихвинского и микулинского межледниковых горизонтов, что соответствует кровлям — окского и московского ледниковых горизонтов. Верхняя граница плейстоценового раздела проводится по подошве голоцена, который начинает новый раздел или, по мнению некоторых исследователей, входит в состав плейстоцена в ранге звена или горизонта.

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Почти во всех районах северной половины европейской части СССР в нижнем звене плейстоцена можно выделить осадки четырех горизонтов, относящихся к двум ледниковым и двум межледниковым ритмам. Обоснование выделения этих горизонтов не везде одинаково, но важно, что по сравнению со схемой 1964 г., стратиграфическое расчленение нижнего плейстоцена в большинстве региональных и местных схем стало значительно полнее и детальнее. Исключения составляют Печорско-Большеземельский и Камско-Печоро-Вычегодский районы, где ниже днепровской известна лишь одна, реже две морены. Что касается центральных районов РСФСР, то детальное расчленение нижнего плейстоцена и число выделяемых в нем ледниковых горизонтов, как было показано выше, в начале очерка — остро дискуссионно.

Также как и для эоплейстоцена, нижнеплейстоценовые осадки наиболее изучены на Дону, в Литве и Белоруссии. Верхняя граница нижнего плейстоцена проводится по подошве отложений лихвинского межледникового горизонта.

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

В ряде районов ледниковой зоны Русской равнины установлены доокские отложения, стратиграфическое положение которых пока недостаточно ясно. В связи с этим в центральных районах и на северо-востоке европейской части СССР нижнеплейстоценовые осадки древнее окские на горизонты не подразделяются.

Бассейн р. Оки. В долине р. Оки у г. Чекалина в последние годы многими исследователями был заново изучен разрез лихвинского стратотипа. По Н. Г. Судаковой (1975 г., Разрезы отложений... 1977) под песками и галечниками, соответствующими окскому ледниковому горизонту, в скважинах ниже уреза р. Оки, были вскрыты осадки, мощностью до 14 м — базальные речные галечники до 2 м мощности и выше прослойки песков и серых плотных глин. По данным Н. Г. Судаковой и Н. С. Болиховской устанавливаются два этапа значительных похолоданий, разделенных этапами потеплений. Во время потепления росли смешанные леса с участием ели, граба, бука, дуба, липы, а также не свойственных более позднему лихвинскому межледниковью — падуба и тсуги. Климат был в целом значительно теплее и влажнее современного. Судя по наличию в некоторых слоях пыльцевых спектров с карликовой березой, плаунком сибирским, эфедрой, и полынью, временами существовали климатические условия холодных степей с более холодным и сухим климатом, чем современный. Все осадки следует относить к нижнечетвертичным, сформировавшимся в течение длительного времени (термолюминесцентные датировки от 563 до 630 тыс. лет). По стратиграфическому положению авторы сопоставляют доокские осадки с беловежским и березинским горизонтами нижнего плейстоцена Белоруссии.

Аналогичные данные были получены в 1979 г. по той же скважине С. Л. Бреславом, М. Н. Валуевой и Е. Д. Селезевым (1981). По их данным в строении доокского аллювия пра-Оки намечается по крайней мере две или даже три циклически построенные толщи. Каждая из них

начинается грубозернистыми песками и кончается тонкозернистыми песками и глинами с раковинами и детритом. Они получили название ниже-, средне- и верхнечекалинская толща. По составу спорово-пыльцевых комплексов и макрофлоре эти авторы считают, что два нижних цикла, по-видимому, сформировались в условиях двух самостоятельных межледниковий, о чем свидетельствует преобладание лесных сообществ с участием теплолюбивых и влаголюбивых растений. Однако цельную характеристику этих межледниковий дать еще нельзя, так как спектры двух нижних толщ фрагментарны, а в верхней толще наблюдается интенсивное переотложение пыльцы. С большой долей условности авторы считают возможным сопоставлять нижнечекалинскую толщу с брестским (добрушским), а среднечекалинскую толщу — с беловежским (налибокским) межледниковьями Белоруссии. По Ф. Ю. Величкевичу (1979) флора из чекалинских слоев фрагментарна и трудна для интерпретации, но трактуется им как вероятный аналог венедских флор Волги и Камы, характеризующих доокский интерстадиал.

Бассейн р. Дона. Много новых данных по нижнему плейстоцену было получено за последнее десятилетие по бассейну Среднего Дона. Нижнечетвертичные осадки этого района представлены серией аллювиальных свит и субаэральных лессовидными отложениями с погребенными почвами. Нижнеплейстоценовые аллювиальные осадки не образуют выраженную в рельефе лестницу террас, а залегают под аллювием IV надпойменной террасы Дона. Р. В. Красенков выделяет несколько самостоятельных аллювиальных свит и слоев. К наиболее древним слоям относится аллювий петропавловской подсвиты, залегающей стратиграфически выше горянской. Стратотип ее выделен Р. В. Красенковым (1967) и находится в с. Петропавловка Воронежской области. В основании осадков этой подсвиты найдены остатки мелких млекопитающих, которые, по данным Л. П. Александровой, принадлежат поздне таманскому, а по — А. К. Агаджаняна — раннетираспольскому фаунистическим комплексам (Материалы по геологии ... 1970). Позднее Л. П. Александрова выделила эту фауну как самостоятельную, являющуюся промежуточной между таманской и тираспольской. Пограничное положение петропавловского аллювия между эоплейстоценом и плейстоценом подтверждается тем, что в верхах подсвиты обнаружена палеомагнитная инверсия (граница эпох Матуяма и Брюнес). Выше лежат покровские слои. Их стратотип находится в центральной части с. Урыв (бывш. дер. Урыв-Покровка) Острогожского района Воронежской области. Эти осадки широко распространены по левобережью Дона от г. Воронежа до г. Георгиу-Деж (Лиски), а также вдоль долины р. Хопра. Они представлены в основном светлыми слоистыми песками мощностью до 20 м. В стратотипе и парастратотипе покровских слоев (с. Новотроицкое близ г. Новохоперск) содержатся остатки раннетираспольской фауны мелких млекопитающих, а также остатки флоры перигляциального типа. Таким образом покровский аллювий представляет собой осадки холодной фазы нижнего плейстоцена.

Выше покровского аллювия залегают ильинские слои, отвечающие периоду значительного потепления раннего плейстоцена. Эти осадки содержат остатки грызунов развитого тираспольского комплекса и крупные раковины пресноводных моллюсков. Стратотип ильинских слоев расположен восточнее г. Калача в 5 км южнее с. Ильинка. Основные разрезы ильинского аллювия указываются также у г. Острогожска (Веретье) и у с. Новотроицкое.

Выше залегают осадки новохоперской свиты. Ее стратотип находится на правом берегу р. Хопра в 2 км от г. Новохоперска (обнажение Крутой Яр). Здесь обнажается сложно построенная аллювиальная толща светлых песков, в нижней части более крупнозернистых с линзами супесей и глин, в которых П. А. Никитиным и П. И. Дорофеевым (1953 г.) изучена богатая семенная флора. По мнению этих авторов, осадки, вмещающие флору, образовались в климатических условиях

более холодных и влажных, чем современные в средней полосе Восточной Европы. Позднее П. И. Дорофеев (1967) определял возраст флоры из Крутого Яра как апшерон-миндельский.

В этой толще также содержатся остатки позднетираспольских грызунов (Агаджанян, 1972) и раковины моллюсков, по которым Г. И. Попов датировал новохоперские осадки как среднеплейстоценовые.

Е. Н. Ананова (1964), М. И. Лопатников (1959) эти же осадки относят к лихвинскому межледниковью на основании изучения пыльцы и спор. Ю. М. Васильев (1980) склонен рассматривать подморенные слои Новохоперского разреза также как лихвинские, а покрывающую их морену как днепровскую. Э. М. Зеликсон (1980) относит Новохоперскую ископаемую флору к ледниковой эпохе, что исключает принадлежность к лихвинскому межледниковью и предположительно датирует ее ранним плейстоценом.

Р. В. Красненков подразделяет новохоперскую свиту на нижнюю и верхнюю толщи, которые на севере района расклиниваются иловойской мореной, обнаруженной на рч. Иловой вблизи г. Мичуринска.

Ранее Р. В. Красненков и др. придавали иловойской морене другое стратиграфическое положение, определяя ее возраст как верхний плиоцен (гюнц?).

Как видно из изложенного, возраст новохоперской свиты определяется разными авторами от апшерона до лихвинского межледниковья, т. е. начала среднего плейстоцена. Представляется, что наиболее аргументировано установление нижнеплейстоценового возраста осадков новохоперской свиты, что доказывается наличием в них тираспольской фауны млекопитающих, а в связи с этим морену новохоперского разреза можно также относить к раннему плейстоцену, а не к днепровскому горизонту, как считалось ранее. Выше, между осадками новохоперской свиты и окским ледниковым горизонтом Р. В. Красненков и др. (1980) выделяют в предложенной ими схеме самостоятельный горизонт ледниковых отложений (донской) и перекрывающий его горизонт межледниковых осадков (мучкапский, польно-лапинский, беловежский, рославльский).

В покровном комплексе осадков на Окско-Донской равнине В. П. Ударцев (1980) в ряде разрезов выделяет выше скифских глин, относимых к эоплейстоцену, «тростянский лёсс», с которым коррелируют валуны кристаллических пород из древнейших ледниковых слоев. К подошве тростянского лёсса он относит нижнюю границу плейстоцена. Выше лёсса залегает новопокровская лёссово-почвенная серия с двумя-тремя горизонтами ископаемых почв. В аллювиальных осадках, отвечающих этой серии, найдена фауна грызунов и моллюсков тираспольского комплекса (пос. Клепки, г. Новохоперск, пос. Богдановка).

Осадки новопокровской серии перекрываются основным горизонтом морены в бассейне Дона, выше которой располагаются отложения, в которых у Мучкапа, Коротояка, Жердевки и Яблоновца найдена фауна тираспольских грызунов (Красненков и др., 1980, 1981), а у Посевкина, Верхней Еманчи (лог Штемпелевский), Стрелицы и Владимирки — сингильских (В. П. Ударцев, 1980 г., Р. В. Красненков и др., 1970 г.). Таким образом доказывается и окский, и доокский возраст морены.

В целом новопокровская серия датируется как доокские отложения нижнего плейстоцена и сопоставляется с аллювиальными свитами — ильинской, покровской и новохоперской.

Выделенные слои и свиты нижнего плейстоцена в бассейне Дона коррелируются с горизонтами внеледниковой зоны, а также с оледенениями и межледниковьями северной половины Русской равнины с большой долей условности.

Бассейн Печоры и Вычегды. В восточной части описываемого региона стратиграфия нижнего плейстоцена разработана слабо. Сведения о климатических колебаниях этого времени очень неполны, и в ос-

новном касаются аллювиальных свит. Выделение в схемах осадков в ранге горизонтов достаточно условно.

К нерасчлененным нижнеплейстоценовым отложениям относится большая часть аллювиальных и озерно-аллювиальных осадков войской свиты, выделенная Л. А. Кузнецовой (1971) в бассейне верхней Печоры и Западном Приуралье. В северной и центральной части Печорской низменности к нижнему плейстоцену относятся морские осадки самых верхов колвинской, а также ледниково-морские и морские отложения нижней половины падемийской свиты (Гуслицер, Лосева, 1979).

В долине пра-Вычегды Л. М. Потапенко (1975 г.) указывает на распространение нижнечетвертичных доокских аллювиальных (до 15 м мощности) и перекрывающих их озерных отложений (до 25 м).

I нижнеплейстоценовый горизонт (без названия)

Прибалтика. К наиболее древним отложениям нижнего плейстоцена в Литве можно отнести верхнюю часть даумантайской толщи, в которой выделяются шлавеские слои.

Стратотип этих осадков изучен в цоколе II н. п. террасы небольшого притока р. Швентойн — рч. Шлаве. Аналогичные отложения изучены в том же районе в скважинах на рч. Варюс у с. Каралина и у с. Тургялай в Шальчининкайском районе. По данным О. П. Кондрате-не (1971) общий характер пыльцевых диаграмм дает основание считать этот промежуток времени межледниковьем, но черты его отличаются от более поздних межледниковых эпох — бутенайской и мяркинской. В шлавеских отложениях хорошо устанавливается климатический оптимум, с кульминацией дуба (11—17 %) при подчиненном значении других широколиственных пород — лещины (0—3 %), граба (0—1 %). В них найдены остатки водяного папоротника *Azolla interglacialica* Nikit., который встречается в Литве только в отложениях нижнего плейстоцена. Встречены также *Salvinia natans* (L) All, *Ranunculus sceleratoides* Nikit. Последний является реликтом плиоценовой флоры (М. А. Ришкене, 1971 г.). В региональной схеме Прибалтики 1978 г. слои шлавеского потепления не выделяются как самостоятельное подразделение, а включены в состав даумантайской толщи эоплейстоцена.

Предположительно, древнейшие нижнеплейстоценовые осадки изучены в разрезе Жидини на Латгальской возвышенности в Латвии. Это песчано-алевритовая толща мощностью около 13 м залегает под древнейшей (латгальской) мореной в основании четвертичного разреза. В этих осадках преобладает пыльца древесных пород до 65—95 %, в нижней части господствует сосна. Пыльца термофильных пород отсутствует. Вероятно, здесь сохранились лишь отложения, образовавшиеся уже в условиях перед наступанием ледников (И. Я. Даниланс, В. Я. Дзипла, В. Я. Стелле, 1964 г.).

Белоруссия. Древнейшие предледниковые осадки выделяются в схеме расчленения антропогенных отложений Белоруссии (Стратиграфическая схема, 1970) как отложения брестского горизонта. Ранее они выделялись М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1959 г.) как отложения предледниковья, и Б. Н. Гурским (1965 г.) как осадки добрушского горизонта. Они имеют островное распространение на юго-западе и юго-востоке Белоруссии, где изучены по кернам скважин, заположенных в переуглубленных долинах и понижениях. Абсолютные отметки их подошвы от —12 до +100—140 м (Б. Н. Гурский, 1971 г., 1974 г.).

Стратотип брестского, добрушского горизонта находится у г. Добруш на р. Ипуть Гомельской области в карьере кирпичного завода. Среди его осадков преобладают пески, супеси и суглинки. На отдельных площадях распространены голубовато-серые или пестроцветные глины, слоистые алевриты и мергели. Характерно чередование темноокрашенных слоев, обогащенных органическим веществом и растительными остатками, и слоев, лишенных органики, что указывает на неодно-

кратную смену условий осадконакопления. Мощность брестских отложений колеблется от 2—3 м у г. Старобин до 17—22 м в Брестской области и до 30—33 м в районе г. Высоковиска (Махнач, 1971). Наиболее достоверными являются те разрезы, где осадки древнейшего предледникового горизонта перекрываются мореной древнего оледенения или коррелятивными ей образованиями. Показательным в этом отношении, по Н. А. Махнач (1971), является район г. Ивенца. Палинологический анализ подморенных отложений показывает, что в течение этого времени господствовала лесная флора с попеременным преобладанием сосны и березы, количество трав меньше всего в средней части разреза. По составу растительности можно сказать, что в это время преобладали разреженные березовые леса и кустарники с хорошо развитым травяным покровом. Аналогичный характер растительности в отложениях этого возраста устанавливается и в других разрезах Белоруссии (Рожки, Коссово, Грушевка, Береза, Замостье — в Брестской области, у г. Старобина на юге Минской области (Махнач, 1966 г.), в нескольких разрезах на р. Пине (М. М. Цапенко, Н. А. Махнач, 1959 г.) и др.

Пыльца неогеновых и палеогеновых растений, нередко встречающаяся в осадках, по-видимому, большей частью переотложена, хотя некоторые формы рассматриваются и как реликты плиоценовой флоры (*Tsuga*, *Taxus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Ilex* и др.). П. И. Дорофеевым (1967), по-видимому, в этих же отложениях найдена семенная флора, переходная от плиоцена к плейстоцену. Датировка нижнеплейстоценовых отложений по спорово-пыльцевым спектрам вызывает большие трудности. Вследствие размыва, редко сохраняется непрерывность разрезов.

Украина. На Северной Украине к древнему межледниковью нижнего плейстоцена относятся погребенные почвы мартоношского горизонта, стратотип которого находится несколько южнее границы максимального оледенения к западу от г. Кировограда у с. Мартоноши. Эти почвы были впервые изучены В. И. Крокосом в 20-х годах нашего столетия, а затем выделены в самостоятельный горизонт нижнего плейстоцена М. Ф. Векличем (1965 г., 1968). Аллювий этого времени сложен нижние слои VI надпойменной террасы Днепра, которые достаточно хорошо изучены в нескольких разрезах в долинах рек Псла (Ломаное), Сейма (Землянка) и др. Аллювий представлен песками и супесями, часто обохренными, с многочисленными раковинами моллюсков. В разрезе у с. Ломаного нижние горизонты аллювия представлены мергелями, в которых наряду с массой раковин моллюсков, найдены кости пещерного медведя (Веклич, 1968). На водоразделах мартоношский горизонт схемы М. Ф. Веклича представлен несколькими погребенными почвами. Лучше всего выражена почва климатического оптимума. Наиболее подробно этот педокомплекс изучен в следующих разрезах ледниковой области Украины: у Вязовок на р. Псел, Федоровки на р. Хорол, Потягайловки на р. Ворскле, на р. Сейме у с. Завадовки и др. Мощность мартоношского педокомплекса колеблется от 1,5 до 7,0 м, в среднем — 4,8 м. Преобладают почвы, близкие к бурым лесным, красноватым и коричневым, развиты также луговые почвы. В спорово-пыльцевых спектрах среди древесных форм господствующее положение занимает сосна (подрод *Diploxylon* и *Haploxylon*), кроме нее обнаружена пыльца березы, ольхи, дуба, орешника. Встречаются и третичные реликты (*Juglans*). Пыльца травянистых растений обычно довольно разнообразна — злаки, полыни, лебедовые, сложноцветные бобовые, разнотравье не превышает 50 %. В аллювии мартоношского горизонта видовой состав моллюсков богатый и говорит о благоприятных климатических условиях (Опорные геол. разрезы, 1969).

Северо-Запад РСФСР. Осадки древнейшего межледниковья нижнего плейстоцена недавно впервые установлены на Онежско-Ладожском перешейке на Олонецкой возвышенности. Здесь они выделены в тех же скважинах, в которых вскрыты подстилающие ледниковые осадки (см.

выше), под названием пайского горизонта. Они представлены чередованием глин, суглинков и тонкозернистых песков общей мощностью около 30 м. В спорово-пыльцевых комплексах господствует пыльца древесных пород главным образом березы и сосны. Сосна представлена под родами *Diploxylon* и *P. Haploxylon* 10—20 %, *Pinus* sect. *Cembra* и *P. sect. Strobus*. Постоянно участие в спектрах пыльцы *Abies*, *Larix*, *Tsuga*, *Fagus*, *Juglans*, а из миоценовых реликтов — *Pterocarya*. В составе травянистых преобладают вересковые, злаки, осоковые, встречаются *Ephedra*. Характерны находки экзотических папоротников — *Azolla* sp., *Salvinia natans* (L) All., *Coniogramma fraxinea* (D o n.) Diels, водяного ореха — *Trapa natans*. В этих же осадках найден богатый комплекс пресноводных диатомей, среди которых отмечены формы, характерные для неогена (Д. Б. Малаховский, 1972 г.).

Северо-Восток европейской части СССР. В бассейне Средней Печоры и Вычегды А. С. Лавров (1968 г.) описывает аллювиальные, озерно-аллювиальные и морские отложения, выполняющие наиболее древние погребенные долины, абсолютные отметки подошвы древнего аллювия от +2 м до —60—68 м. Они представлены гравийно-галечными отложениями мощностью 9—10 м; залегающая на аллювии песчано-глинистая толща морских и озерно-аллювиальных осадков достигает 30 м в бассейнах Печоры и Вычегды. Палинологические данные говорят о древнем возрасте осадков и позволяют считать, что в это время была достаточно благоприятная климатическая обстановка для произрастания темнохвойных лесов в районе г. Печоры и сосново-елово-березовых лесов с примесью широколиственных (в бассейне р. Вычегды). А. С. Лавров относит эти осадки к ранней стадии первого из выделяемых им циклов осадконакопления в антропогене. Возможно к этому же циклу относится начало формирования аллювия войсковой свиты в Печорском Приуралье (Кузнецова, 1971; Белкин и др., 1972).

Таким образом, несмотря на то, что во многих районах выделяется самостоятельный горизонт осадков раннеплейстоценового возраста, предшествующий первому ледниковому горизонту (дзукийскому), т. е. первый нижнеплейстоценовый горизонт, до сих пор не выбран его стратотип. Поэтому в региональной части схемы, этот горизонт дается без названия. Этот горизонт сопоставляется с михайловским горизонтом внеледниковой области.

Дзукийский (донской) горизонт

Выше слоев первого древнейшего раннеплейстоценового межледниковья во многих районах ледниковой зоны Европейской части СССР обнаружены отложения ледникового комплекса — относящиеся к I-му ледниковью нижнего плейстоцена.

Прибалтика. Осадки этого ледникового комплекса наиболее отчетливо устанавливаются в Литве. Здесь к этому интервалу относятся моренные и водно-ледниковые осадки, широко распространенные на юго-востоке республики. В схеме четвертичных отложений они выделяются как отложения дзукийского ледникового горизонта. Название дано по стратотипическому району — Дзукия — на юге и юго-востоке Литвы.

По Ю. А. Климашаускасу (1965 г., 1966 г.) это четвертый сверху моренный комплекс, а по А. И. Гайгаласу — шестой (1979). К этому литологическому комплексу отнесена морена буровато-серой окраски, часто с зеленоватым оттенком, с повышенным содержанием обломков доломитов. Морена обычно залегаєт в углублениях дочетвертичной поверхности и имеет локальное распространение. Детальные исследования гранулярного, минерального и петрографического состава обломочного материала показали, что этот ледниковый горизонт существенно отличается от вышележащих в силу непосредственной экзарации льдами местных дочетвертичных пород. Руководящими являются валуны кристаллических пород Южной Финляндии, что свидетельствует о почти меридио-

нальном направлении движения ледников дзукийского возраста (А. Ю. Климашаускас и Г. Н. Пракапайте, 1971 г.; Гайгалас, 1979; Гайгалас, Балтрунас, 1976 г.). Некоторые исследователи Литвы (В. А. Чепулите, 1971 г.) считают, однако, что литологические данные не позволяют противопоставлять эти морены моренам второго нижнеплейстоценового ледникового горизонта.

Отложения древнейшего оледенения нижнего плейстоцена в Латвии выделяются условно под названием латгальской свиты, соответствующей дзукийскому горизонту. Пока эти осадки изучены только в разрезе Жидини на Латгальской возвышенности, но, по мнению латвийских исследователей (И. Я. Даниланс, В. Я. Дзилна и др., 1964 г.; Даниланс, 1973, Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии, 1979), они сравнительно широко развиты в древних глубоко врезуемых долинах. В разрезе Жидини латгальская морена представлена маломощным (0,5 м) слоем моренного суглинка серого цвета с зеленоватым оттенком.

Белоруссия. С дзукийским ледниковым комплексом Литвы сопоставляется давно выделяемый на территории Белоруссии, нижний для этих районов, ледниковый комплекс, который дается в стратиграфических схемах под разными названиями: нижеберезинский, варяжский, неравский, белорусский. М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1959 г.) называли это древнейшее оледенение ярославским, считая, что оно предшествует краковскому оледенению Польши. В новой региональной схеме Белоруссии 1982 г. предпочтение отдается названию — белорусский. Последнее название применялось ранее и для обозначения надгоризонта, объединяющего и более молодые нижнеплейстоценовые слои. Осадки этого времени представлены собственно ледниковыми (моренными) образованиями мощностью от 4—12 м до 24 м, максимально до 55 м (Гурский, 1974), а также флювиогляциальными и лимногляциальными осадками (до 55 м). Верхняя часть описываемого ледникового комплекса часто представлена озерно-ледниковыми и озерными отложениями, которые постепенно переходят в вышележащие межледниковые осадки налибокского горизонта. Общая мощность осадков ледникового горизонта достигает 65—85 м и обычно они вскрываются скважинами на глубине от 40—60 м до 75—100 м (Матвеев, 1976) в понижениях доантропогенного рельефа, и только на западе и в центральных районах Белоруссии имеют площадное распространение. Однако они нигде не выходят на дневную поверхность. Моренные образования представлены зеленовато-серыми или коричневатыми до черных плотными суглинками и супесями с галькой и мелкими валунами. Нередко в морене встречаются отторженцы коренных пород. М. М. Цапенко (1966 г.) проводила границу предельного распространения этого оледенения по линии — южнее Малориты, Пинска, между Старобиним и Слуцком, через Глуск, Бобруйск, Быхов, севернее Чаусов на Дрибин. Однако к решению вопроса о распространении древнеплейстоценового оледенения следует подходить с осторожностью, так как в разрезах часто отсутствуют вышележащие межледниковые отложения, и в этих случаях трудно определить, какая из нижнеплейстоценовых морен наблюдается в разрезе — нижняя или верхняя. Иногда это удается установить по вещественному составу (Климашаускас, 1966; Гайгалас, 1965; А. В. Матвеев, 1971 г.). Б. И. Гурский (1974) указывает специфические коррелятивные признаки этой древнейшей морены по литологии: преобладание осадочных пород в песчаных фракциях, резкое увеличение в тяжелой фракции пирита, сидерита, а также доломита; повышенное содержание глинистых фракций и увеличение среди глинистых минералов монтмориллонита, хлорита, каолина.

Северо-запад РСФСР. Древнейшая морена нижнего плейстоцена обнаружена теперь и на северо-западе, в пределах Онежско-Ладожского перешейка, в Вологодской области, на Вепсовской возвышенности. Этот ледниковый горизонт не имеет местного названия, а по аналогии

с наиболее изученными западными районами называть его дзукийским вряд ли правильно. В районе г. Грязовца В. П. Геом описаны галечники, относимые к древнему нижнеплейстоценовому ледниковому горизонту (Д. Б. Малаховский, 1972 г.) залегающие под свирскими (вексинскими) межледниковыми слоями.

В центральной части Вологодской области севернее г. Грязовца, видимо, одновозрастная морена обнаружена В. Б. Соколовой (1968) в основании четвертичной толщи по скважинам у сел. Сокольниково, Янгосарь, Трубайка. Морена отличается от вышележащей окской морены более низкими содержаниями карбонатов и обломочного материала. Д. Б. Малаховский (1972 г.) указывает на наличие «дзукийской» морены на Вепсовской возвышенности в древней долине на глубине 88—138 м, где описана локальная морена с отторженцами девона. В целом на северо-западе этот моренный горизонт изучен пока еще недостаточно и выделяется условно.

Центр европейской части РСФСР. В северной части центра Русской равнины ледниковые осадки, которые можно относить к нижнему ледниковому горизонту нижнего плейстоцена, еще не обнаружены. Лишь в Костромском Заволжье, возможно, к нему можно отнести толщу песков с прослоями светло-серых глин с редкой галькой в основании толщи. Согласно спорово-пыльцевым данным они формировались в холодных климатических условиях (И. Н. Лобачев, В. В. Писарева, А. И. Евсеенков, 1971), стратиграфическое положение их неясно. К первому нижнеплейстоценовому ледниковому горизонту теперь некоторые исследователи относят основной горизонт морены в бассейне Дона, в связи с находками тиранословской фауны над мореной — разрезы Мучкап, Каратаяк (Красенков и др., 1980 г.). Таким образом, возраст донского ледникового языка удревняется по сравнению с днепровским на целых два горизонта. Однако, как указывалось выше, по мнению А. А. Величко и В. П. Ударцева и др. (Возраст и распространение... 1980) донское оледенение сопоставляется со вторым раннеплейстоценовым оледенением (окским). К этому вопросу придется еще вернуться в дальнейшем.

Украина. На северной Украине в ледниковой области ко времени I раннечетвертичного оледенения относятся лессы сульского горизонта схемы М. Ф. Веклича и др. и верхи аллювия VI надпойменной террасы Днепра, которые широко распространены и изучены во многих разрезах: на реках Псел, Хорол, в среднем течении Сейма, а также на Приднепровской возвышенности, в опорных разрезах Рожки — Бурдив Яр, на притоке р. Рось и у ст. Чигирин. Мощность лессов 1—8 м. Аллювий VI террасы сульского времени изучен на р. Псел у с. Ломаное, на Сейме у с. Землянки и др. Нижние его горизонты обычно сложены песком, выше замещающимся суглинками и супесями. По данным М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко и др. (1969 г.) в палинологических спектрах сульских осадков преобладает пыльца травянистых растений (86 %—72 %), главным образом злаков, полыней, лебедовых. По сравнению с другими лесовыми горизонтами, в этих отложениях отмечается большее количество пыльцы древесных пород (сосны, березы, ольхи). При сравнении с нижележащими межледниковыми мартоношскими слоями, сульский лесс, судя по составу пыльцы, отвечает фазе значительного ухудшения климатических условий. В ландшафтах господствовали степи с травянистой растительностью, характерной для перигляциальной зоны. Малакофауна достаточно богатая. Среди моллюсков большое значение (16—22 %), имеет бореальный вид *Vallonia tenuilabris* (Al. Вг.), в то время как в нижележащем мартоношском горизонте большее число процентов составляют теплолюбивые виды.

Север и северо-восток европейской части СССР. В Архангельской области в бассейне р. Устья — правого притока р. Ваги в основании четвертичной толщи была обнаружена морена мощностью 14 м, которая условно сопоставляется с дзукийской мореной Прибалтики (по

В. С. Ванчугову и др., 1971 г.). По данным А. С. Лаврова (1968 г.) на водоразделе Кама-Печора-Вычегда к этому времени относится формирование ледниковых отложений выделяемого им I цикла (поздняя фаза). Эти образования пока изучены слабо.

В Печорском бассейне к I ледниковому горизонту условно можно отнести верхние слои колвинской свиты, в которых Г. Н. Бердовская в 1971 г. по пыльце устанавливает следы похолодания, выражающиеся в господстве пыльцы березы (в том числе кустарниковых форм до 10—15 %) из широколиственных обнаружена лишь лещина. Среди трав велика роль ксерофитов — полыни, маревых, встречена пыльца *Ephedra distachya* L. Из состава спор исчезает *Osmunda*. Средние слои колвинской свиты, залегающие ниже, характеризуются гораздо более теплолюбивым комплексом растительности.

В верховьях Камы в районе г. Соликамска Г. И. Горецкий (1964 г.) в составе аллювиальных и озерных осадков соликамской свиты, залегающих в переуглубленных палеодолинах, выделяет приледниковые образования камской стадии окского оледенения. Однако по-видимому, камскую морену следует относить к первому нижнечетвертичному оледенению, так как Г. И. Горецкий помещает ее ниже венедского и соликамского аллювия*.

В унифицированной части региональной схемы 1964 года, как известно, выделялся только один нижнеплейстоценовый ледниковый горизонт. Подводя итоги приведенным данным, мы считаем, что в настоящее время имеется достаточно сопоставимых материалов по разным районам, позволяющих выделить еще один более древний самостоятельный ледниковый горизонт в унифицированной части схемы ледниковой зоны. Учитывая, что осадки этого возраста хорошо изучены в Литве и выделены в региональный — дзукийский — горизонт стратиграфической схемы Прибалтики, утвержденной МСК в 1978 г., целесообразно присвоить это название второму снизу горизонту нижнеплейстоценового звена схемы всей ледниковой зоны европейской части СССР.

Беловежский (налибокский) горизонт

Этот горизонт под названием «беловежский» выделялся в унифицированной стратиграфической схеме Европейской части СССР, утвержденной МСК в 1964 г. в качестве самого нижнего, доледникового или межледникового горизонта в нижнем плейстоцене и по его подошве проводилась нижняя граница четвертичной системы. При этом, следует отметить, что в Литве известны и более древние ледниковые (дзукийские) и доледниковые (вильнюсские) слои, а в Белоруссии — наревские ледниковые слои, которые относились тогда к верхнему плиоцену (апшерону). С включением этих слоев в состав нижнего плейстоцена и эоплейстоцена (нижняя часть вильнюсского прегляциала) беловежский (налибокский) горизонт становится третьим снизу горизонтом нижнего звена плейстоцена.

Отложения беловежского (налибокского) горизонта достаточно хорошо изучены главным образом в западной части региона.

Белоруссия. На территории Белоруссии отложения второго нижнеплейстоценового межледникового обнаружены во многих пунктах (около 50) и палинологически изучены в более чем 20 разрезах. Аллювиальные, озерные и озерно-болотные отложения этого времени были описаны М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1959 г.), как межледниковые отложения второй половины древней эпохи и изучены спорово-пыльцевым методом в разрезах Хороща, Браково, Изин, Кончицы, Таволга, М. Быково, Брянчицы, Америка, Рубеж, Пронцевка. При дальнейших исследованиях эти отложения были названы беловежскими по разрезу Бор-

* В целом соликамская свита имеет, видимо, широкий стратиграфический диапазон и включает камскую морену.

ки в Беловежской пуше (региональная схема 1964 г.). В последние годы, осадки этого горизонта, изученные еще в нескольких разрезах, выделяют как отложения налибокского межледниковья, стратотип которого расположен в Налибокской низине в разрезах скважин вблизи д. Рудня-Налибокская на западе Минской области (Стратиграфическая схема, 1970). Наиболее подробно изучены разрезы у д. Подкостельцы на севере Белоруссии, д. Александрово севернее г. Гродно, группа разрезов на Минской возвышенности — Шемыслица, Яченка, Печи, Гарбузы, Динаровка и др. (Б. Н. Гурский, 1971 г., 1973 г.), а также на р. Днепре у с. Дворец в Речицком районе, у с. Тесновая к западу от Минска (Махнач, 1971). Налибокские отложения представлены суглинками и супесями с прослойками песков, реже песками с прослойками глин и алевролитов. Торфяники и гумусированные осадки встречаются редко. Отложения налибокского горизонта обычно залегают в понижениях рельефа на водно-ледниковых осадках и моренах нижнеберезинского оледенения (белорусского по упомянутой выше схеме 1970 г.). Мощность их обычно не превышает 15—20 м, местами достигая до 40—44 м.

Одним из наиболее полных и хорошо изученных разрезов налибокских межледниковых отложений является разрез скважины у д. Мостки в Гродненской области, где они вскрыты на глубине 55—86 м (Н. А. Махнач и А. В. Матвеев, 1968 г.; Махнач, 1971).

Палинологическая характеристика, положение изученных осадков в разрезе и литологические свойства перекрывающей морены служат обоснованием древнего — раннечетвертичного возраста этих межледниковых осадков. Очень интересным является разрез с двумя горизонтами межледниковых отложений, обнаруженные в скважине между д. Печи и Гора к юго-западу от г. Борисова на р. Плиссе. Отложения нижнего из них (68—75 м) относятся к оптимуму налибокского межледниковья (Вознячук, Пузанов, 1967; Махнач, 1971). А. И. Москвитин считает, что его можно принять как эталонный для второго нижнеплейстоценового межледниковья всей ледниковой зоны Европейской части СССР (А. И. Москвитин, 1967, 1970 г. и др.). Однако этот разрез недостаточно полный, чтобы считать его за стратотипический.

В последние годы был изучен разрез у д. Корчево на р. Сервечь Барановичского района на Новогрудской возвышенности в зоне развития гляциодислокаций (Даследованні... 1978, Нижнеплейстоценовые..., 1977) в карьере кирпичного завода. Здесь толща озерных отложений видимой мощностью 25 м, залегают в ледниковом отторженце, включенном в толщу днепровской морены и разбитого на надвинутые друг на друга чешуи. Длина этого блока не менее 1,5 км. По карпологическим и палинологическим данным эти отложения относятся к налибокской серии схемы В. А. Махнач 1971 г. Уникальность разреза Корчева состоит в том, что здесь впервые для всей северной половины Русской равнины найдена типичная фауна мелких грызунов тираспольского комплекса — более 400 зубов и обломков костей, наиболее многочисленны остатки *Mimomys intermedius*, на втором месте — представители рода *Microtus* — *Microtus malei* Hinton, *M. cf. ratticepoides* Hinton., *M. cf. nivaloides* F. Major, *Pitymys cf. gregaloides* Hinton. Эта фауна не может быть моложе, чем доминдельская или кромерская по западноевропейской терминологии. Л. Н. Вознячук выделяет в этом разрезе наревскую и березинскую морены, а между ними 5 горизонтов, которым придает ранг оледенений и межледниковий. Г. И. Горецкий (1980) считает, что пока нет палеоботанических оснований для выделения такого количества палеоклиматических ритмов крупного ранга в раннем плейстоцене, и относит озерные осадки Корчева к одному межледниковью — налибокскому (венедскому).

Б. Н. Гурский (1974) выделяет два типа отложений налибокского горизонта: венедский (преимущественно аллювиальный с большим количеством переотложенной пыли и невысоким содержанием широко-

лиственных пород) и минский (озерные и озерно-болотные осадки с довольно четким максимумом широколиственных пород с одновременной кульминацией пыльцы дуба, липы, вяза, клена и из хвойных — сосны и ели). Климат налибокского межледниковья был близок к современному, но отличался значительной влажностью. Б. Н. Гурский сопоставляет этот горизонт с жешувским в Польше, фойгштетдским в ГДР, кортонским в Виликобритании и ольгодским в Дании.

Особо следует отметить взгляды Л. Н. Вознячука (Вознячук, Гринский, Пузанов, 1971), который к осадкам беловежского, т. е. налибокского горизонта относил отложения, определяемые другими исследователями как среднеплейстоценовые одинцовские, шкловские, рославльские. Однако большинство исследователей Белоруссии не поддерживают такое «удревнение» шкловских (рославльских) отложений.

Прибалтика. В Литовской ССР к этому горизонту относятся отложения тургяляйского межледниковья, которые впервые были выделены В. К. Гуделисом (1961) в юго-восточной Литве в скважинах у сел Тургяляй, Калвария и Рудамина. Стратотипом этих отложений считаются озерно-аллювиальные осадки скважины Тургяляй, залегающие на глубине 108,5—129,3 м. Парастратотипы выделены в скважинах у сел Рангава и Канченай. Кроме того, О. П. Кондратене (1971) провела палинологические исследования разрезов Западной Литвы — Пурмаляй, Гвильджай, Лауктяжис, Вовярайчяй, Падваряй и др., в которых также выделяются тургяляйские межледниковые слои, обычно озерного генезиса. По спорово-пыльцевым спектрам О. П. Кондратене (А. И. Гайгалас, О. П. Кондратене, 1976 г.) характеризует время накопления тургяляйских слоев как период господства в ландшафте лесной растительности с преобладанием сосны *Pinus silvestris* (50—70 %). Пыльца широколиственных составляет от 1 % до 11 % от общего количества древесных пород, темнохвойные породы составляют 0—7 %. Присутствуют третичные реликты. О. П. Кондратене сопоставляет изученные отложения со вторым межледниковьем раннего антропогена Белоруссии и кроммером Западной Европы.

В Латвии межледниковые озерные отложения детально изучены пока в одной опорной скважине у с. Жидини (И. Я. Даниланс, В. Я. Дзилна, В. Я. Стелле, 1964 г.), где залегают на глубинах от 106,5 до 79,3 м, имея общую мощность 26,94 м. Они залегают на древнейшей латгальской морене и под тремя верхними горизонтами морены. Они представлены чередующимися слоями сапропелевого торфа, глины и алевролитов. Состав растительности, определенный по данным палинологических и карпологических анализов, отражает существенные климатические колебания. Начальные фазы межледниковья в разрезе не представлены. Выделяются два климатических оптимума, разделенные существенным похолоданием, и еще одно потепление в верхних слоях разреза. По типу развития растительности палино-диаграмма разреза Жидини близка к диаграммам среднеплейстоценового одинцовского межледниковья, но учитывая геологическое положение слоев, эти осадки следует считать более древними, чем одинцовские и лихвинские. Однако по вопросу о возрасте жидинских слоев существуют разные мнения. Так О. П. Кондратене (1971) считает их более древними и сопоставляет со шлавескими слоями. А. И. Москвитин (1970 г.) считает их одинцовскими, а Э. Лийвранд (1971) предполагает, что они представляют межстадийные образования последнего оледенения.

Украина. В пределах северной Украины стратиграфические аналоги беловежских (налибокских) межледниковых осадков детально изучены в лессовых разрезах. Здесь к ним относятся погребенные почвы лубенского горизонта по схеме М. Ф. Веклича и др. В озерных и озерно-аллювиальных отложениях того же возраста также встречаются погребенные почвы. В долинах рек эти отложения образуют нижнюю часть аллювия V надпойменной террасы Днепра и его притоков (с. Гуньки и др.). Погребенные почвы часто образуют два сближенных

горизонта мощностью 1—2 м. В ледниковой зоне они обычно представлены черноземовидными выщелоченными и оподзоленными почвами. Строение почвенных горизонтов, состав спорово-пыльцевых комплексов и фауна моллюсков изучены в тех же опорных разрезах ледниковой зоны, которые упоминались выше. По данным спорово-пыльцевого анализа установлены лесостепные условия образования лубенских осадков. Пыльца древесных составляет 60—53 %, при господстве сосны. Среди травянистых преобладают злаки, лебедовые и полныи. Судя по составу растительности в лубенское время здесь были развиты на низких водоразделах и в долинах рек хвойные леса с примесью широколиственных пород. На возвышенных участках они сменялись степными ассоциациями. По сравнению с более ранним межледниковым мартоношским горизонтом лесные группировки занимали меньше площади и были значительно беднее по составу.

Малакофауна лубенского горизонта сходна по составу с мартоношской, но отличается от сульской. Здесь отсутствуют холоднолюбивые формы моллюсков. В экстрагляциальной зоне Украины в отложениях лубенского горизонта найдены остатки *Archidiskodon wüsti* (М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко и др., 1971 г.), что говорит о принадлежности осадков к нижнему плейстоцену.

В других районах ледниковой зоны отложения налибокского или беловежского горизонта изучены значительно хуже.

Северо-Запад РСФСР. На Онежско-Ладожском перешейке в нескольких скважинах эти отложения выделены как осадки свирского горизонта (М. Е. Вигдорчик, Л. В. Калугина и др., 1964 г.). Стратотипическим для этого горизонта является разрез скважины, вскрывающий строение погребенной долины по р. Тукше, в районе левого бережья р. Свири. Озерно-аллювиальные осадки свирского горизонта в основном представлены тонкими песками и супесями. По данным палинологического анализа выделяются три фазы развития растительности. В ранний период были развиты хвойные леса, в основном еловые, с примесью сосны, пихты и широколиственных пород. Климатический оптимум характеризуется развитием сосновых лесов с небольшой примесью ели, иногда березы и пихты, и постоянным участием широколиственных пород (до 7 %). Из трав в это время преобладали виды мезофильного и гигрофильного разнотравья. Отмечаются споры *Osmunda cinnamomea*, *O. cf. claytoniana*, *Ophioglossum vulgatum* L., *Botrychium lunaria* Sw.

Поздняя фаза развития растительности, в связи с ухудшением климата, характеризуется преобладанием березовых сообществ с элементами ксерофитной перигляциальной флоры. Аналогичная характеристика (в основном климатического оптимума) получена для свирских отложений в разрезе скважины у г. Подпорожья (А. И. Буслович, Е. А. Спиридонова, Д. Б. Малаховский, 1969 г.). В Кубено-Сухонской озёрной впадине, на территории Вологодской области, описаны осадки вексинского горизонта, вполне сопоставимые по палинологическим данным со свирским горизонтом более западных районов (Ауслендер, Гей, 1967; В. Б. Соколова, 1968 г.). Мощная толща (до 42 м) озерно-аллювиальных осадков вскрыта у д. Сокольниково и в скважине у устья р. Вексы. Палинологическая характеристика отложений и геологические условия залегания позволяют считать возраст осадков древнее лихвинских. Д. Б. Малаховский (1972) указывает на наличие отложений свирского (вексинского) горизонта в районах гг. Грязовца, Вельска, Харовска в доледниковых долинах на низких абсолютных высотах (часто ниже уровня моря). Обычно они имеют значительную мощность, плотно сцементированы, характеризуются специфической коричневой окраской и напоминают по внешнему виду дочетвертичные породы.

Центр европейской части РСФСР. На севере центральных районов Русской равнины осадки собственно налибокского или беловежского горизонта пока не выделены. Возможно они составляют какую-то часть

слоев, выделяемых сейчас как неоген-четвертичные осадки (Ю. И. Иосифова, 1971 г.). Строение этой толщи предварительно изучено по скважинам в переуглубленных долинах рек Москвы, верхней Волги, Оки, верхнего Дона. В последние годы в этих районах ко второму днепровскому раннеплейстоценовому межледниковью стали относить осадки с палеоботанической характеристикой «рославльского типа». Ранее большинство разрезов с этими отложениями относились к днепровско-московскому интервалу. Эта проблема будет рассмотрена ниже при описании одинцовского (рославльского) горизонта*.

В Костромском Поволжье по данным спорово-пыльцевых анализов В. В. Писарева (1971 г.) выделяет отложения предположительно беловежского межледниковья. Они обнаружены в древней погребенной ложбине, мощность их составляет 8 м. Они характеризуются лесными спектрами с преобладанием сосны и со значительным количеством ели. Широколиственных пород 3—5 % (дуб, вяз, липа). Единично встречаются реликты: *Tsuga*, *Picea* aff. *mariana* Britt., *Picea* sect. *Omorica* *Pinus* sect. *Strobus*, *Osmunda* aff. *cinnamomea*. В. В. Писарева сопоставляет эти отложения со свирскими осадками Онежско-Ладожского перешейка, и вексинскими Вологодской области. В отдельный горизонт В. В. Писарева выделяет аллювий в погребенных долинах рек Ветлуги, Унжи и Нен, сопоставляя верхние слои с венедской свитой Г. И. Горецкого (1964 г.), образование которой в целом относится ко времени между двумя раннеплейстоценовыми оледенениями, т. е. по стратиграфическому положению сопоставляется с налибокским горизонтом.

Г. И. Горецкий (1964 г., 1966 г., 1970 г., 1980) главным образом, на основании данных бурения (Гидропроект) выделяет и подробно описывает в толще погребенного аллювия крупных рек Русской равнины — Волги, Камы, Дона, Днепра и их притоков — две свиты раннеплейстоценового возраста: соликамскую и венедскую. Отложения этих свит представлены аллювиальными, озерными, озерно-старичными и озерно-болотными фациями. Мощность от нескольких метров до 10—20 м и более. В ложбинах ледникового выпахивания они достигают мощности 50—80 м. По мнению Г. И. Горецкого (1970 г.), нижняя из днепровских аллювиальных свит, представленная в основном перигляциальными осадками, образовалась в период нижнеберезинского позднеледниковья, на переходе к венедскому межледниковью. Таким образом осадки собственно венедской свиты накапливались в межледниковый период между дзукийским (белорусским, нижнеберезинским) и окским (верхнеберезинским) оледенениями. Климат венедского межледниковья, которое Г. И. Горецкий (1964 г., 1966 г.) сопоставляет с беловежским (налибокским) и тургялайским, был умеренно прохладным и влажным. Однако некоторые исследователи (Ананова, 1967) считают, что венедские осадки образовались в перигляциальных условиях.

Северо-восток европейской части РСФСР. Н. В. Рябовым (1967 г.; 1976) детально изучены аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки соликамской и венедской свит в долине р. Камы и в погребенных каньонах на Камо-Печоро-Вычегодском водоразделе. Глубина залегания этих осадков 70—95 абс. м. Соликамская свита в этих районах сложена разнозернистыми серыми песками с гравием и галькой мощностью 3—5 м, венедская свита обычно представлена глинистыми и тонкозернистыми песками (мощностью до 10 м). Судя по имеющимся палинологическим данным, растительность этого периода характеризуется преобладанием лесных хвойных массивов с отдельными разреженными участками.

В бассейне средней Печоры и Вычегды А. С. Лавров (1968 г.) выделяет аллювиальные, озерно-аллювиальные и морские отложения

* Р. В. Красенков и др. (1981) выделяет в бассейне Дона мучкапские межледниковые слои как аналог налибокского (беловежского) горизонта (см. выше — «Нижний плейстоцен нерасчлененный»).

общей мощностью до 107 м II цикла осадконакопления (верхняя половина нижнего плейстоцена). Спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о распространении смешанных лесов с примесью широколиственных пород в бассейне Вычегды и светло-хвойных лесов в бассейне Печоры. В спектрах обнаружена пыльца *Picea sect. Omorica* и *Pinus sect. Strobus*.

В бассейне нижней Печоры, в зоне северных морских трансгрессий, в налибокское время видимо закончилось формирование осадков колвинской свиты. Возможно к этому же времени относится начало отложения морских осадков падимейской свиты — сяттейская свита, по В. Л. Яхимович (Плиоцен и плейст. Волго-Уральской обл., 1981).

В приуральской части северной Печоры, видимо в этот период образуется средняя часть войской аллювиальной свиты (Кузнецова, 1971).

В связи с тем, что осадки этого возраста наиболее полно изучены в Белоруссии, предлагается оставить этому горизонту в региональной схеме ледниковой зоны название — беловежский (налибокский).

Березинский (окский) горизонт

Окский ледниковый горизонт выделялся в унифицированной стратиграфической схеме 1964 г. в качестве верхнего горизонта в нижнем плейстоцене. По его кровле проводится граница между нижним и средним плейстоценом. Положение этой границы сохраняется и в схеме, принятой в данном томе. В состав окского горизонта входят отложения I доднепровского оледенения, следы которого теперь находят во всех районах ледниковой зоны европейской части СССР. В большинстве регионов это оледенение называется окским, региональными синонимами являются — березинское (верхнеберезинское), летижское, дайнавское, краковское.

Центр европейской части РСФСР. Окское оледенение было выделено Б. М. Даньшиным (1933 г.) на основании изучения древнеледниковых осадков в обнажениях в долине р. Оки. Окские ледниковые осадки подстилают здесь слои лихвинского межледниковья.

Первоначально считалось, что это оледенение было древнейшим в плейстоцене. В настоящее время во многих районах выделено до трех нижнеплейстоценовых ледниковых толщ. Однако, при этом окские ледниковые слои попрежнему относят к верхнему горизонту нижнего плейстоцена. Только А. И. Москвитин во всех своих последних работах (1967; 1970 г.; 1976) предлагает считать окские ледниковые отложения самыми древними и вводит ряд дополнительных горизонтов между днепровским и лихвинским. Таким образом возраст не только окских, но и лихвинских отложений значительно удревяется. Но эта точка зрения не подтверждается новыми палеонтологическими находками в чекалинском стратотипическом разрезе, где Л. П. Александровой и А. К. Агаджаняном в лихвинских озерных отложениях и подстилающих галечниках найдена фауна грызунов, переходная от тираспольской к сингильской, указывающая на их среднеплейстоценовый возраст. По данным С. Ф. Зубовича (1975) лихвинские озерные слои, содержат также и остракоды, относящиеся к среднему плейстоцену.

В стратотипическом районе в бассейне р. Оки древние ледниковые отложения установлены в нескольких обнажениях и скважинах. Они представлены обычно мореной — тяжелыми суглинками, содержащими относительно мало валунов кристаллических пород. Суглинки обогащены валунами осадочных пород Восточно-Европейской платформы (преимущественно известняки и кремни). В некоторых разрезах наблюдаются лишь следы перемыва морены в виде слоя щебня и гальки (Разрезы отложений, 1977).

Следов древней морены в Мещерской низине не обнаружено, но наличие ее на р. Оке дает право предполагать, что ледник перекрывал Мещеру, а возможно распространялся и южнее, так как следы окской

морены найдены на р. Цне. На дне древней долины пра-Москвы, на гл. 25 м, над мореной были найдены в вышележащем торфе зубы слона и определены В. И. Громовой как *Palaeoloxodon antiquus* (Falc.) Особенности строения зубов позволяют сравнивать эту форму с архаическим подвидом *Palaeoloxodon antiquus meridianoloides* (W. Grom.), описанным из сингильских слоев Прикаспийской низменности (Громова Вера, 1964 г.). Это дает право уверенно судить о доднепровском возрасте нижней морены.

На юге Смоленской области встречаются много разрезов с тремя моренами, нижняя из которых считается окской (Погуляев, 1955). Но возраст ее в большинстве случаев нельзя признать обоснованным, так как межморенные толщи обычно немые, слагаются преимущественно флювиогляциальными песками. Надежно подтвержден возраст древнего моренного горизонта лишь в разрезе Ракачево в 50 км юго-восточнее Смоленска, где определен спорово-пыльцевой состав перекрывающих отложений (Бреслав, 1971).

На Клинско-Дмитровской гряде и восточнее ее — в Ивановской, Ярославской и Костромской областях, а также на территории Калининской и Смоленской областей выделение окского (I доднепровского) горизонта пока слабо обосновано. Лишь в разрезе у с. Вертки Смоленской области скважиной вскрыто четыре горизонта морены, разделенные озерными осадками. Положение в разрезе и литологические особенности дают основание считать нижнюю морену доднепровской. Другой разрез с древней мореной изучен в долине р. Волги против г. Углича. Она обнажается в ядрах гляциодислокаций, сильно обогащена материалом юрских глин и нижнемеловых песков (Бреслав, 1971). На окраине г. Андропов изучен разрез окской морены, перекрытой лихвинскими озерными осадками. (Валуева, Гричук и др., 1969).

Бассейн Дона. В области Донского ледникового языка с окским горизонтом некоторыми исследователями сопоставляется основной моренный комплекс осадков, широко распространенный на Окско-Донской равнине (Дмитриев, 1948, А. А. Величко и др., 1977 г.). В связи с этим неоднократно на протяжении последних лет дискутируется вопрос о разновозрастности ледниковых языков в бассейнах Дона и Днепра. Многочисленные находки последних лет мелких млекопитающих тираспольского комплекса над мореной в донском районе и сингильского и хазарского под мореной — в днепровском (А. А. Маркова, 1980 г.) подкрепляют точку зрения исследователей, считающих что ледниковые осадки, развитые в бассейне верхнего и среднего Дона, имеют раннеплейстоценовый возраст. При этом одни из них полагают, что здесь развит единственный ледниковый горизонт, сопоставимый с окским (Возраст и распространение. . ., 1980), другие допускают, что в бассейн Дона распространялось несколько оледенений в раннем плейстоцене, и при этом окское было лишь завершающей стадией, следами которой являются только перигляциальные галечники, а основной моренный горизонт более древний (Красненков, Иосифова и др., 1980).

Морена I доднепровского — окского — оледенения достаточно широко распространена в других районах Русской равнины.

Северо-Запад РСФСР. Окские ледниковые осадки выделяются в нескольких скважинах на Онежско-Ладожском перешейке, где морена подстилает палинологически охарактеризованные осадки лихвинского межледниковья. Мощность окской морены 1,5—18,0 м, максимальная до 50 м. В некоторых разрезах, расположенных в области распространения верхнечетвертичного карельского оледенения, эта морена является шестым от поверхности моренным горизонтом.

Наиболее изучен окский моренный горизонт в скважине на р. Тукше (Н. И. Апухтин, И. М. Экман, 1967 г.; И. М. Экман, 1968 г.). Морена оледенения более древнего, чем днепровское, описана на р. Пижме в бассейне р. Сев. Двины на глубине 150—166 м.

В Карелии древняя морена вскрыта скважиной у ст. Озерга (близ Петрозаводска), где достигает 2 м мощности (Н. И. Апухтин, И. М. Экман, 1967 г.).

Прибалтика. В последнее время в средней и южной Эстонии были обнаружены ледниковые отложения, которые выделены как верхнесандгастеская подсвита. Они представлены грязно-бурыми плотными сланцеватыми валунными суглинками мощностью до 10 м. А. В. Раукас (1978) сопоставляет эту подсвиту с окским ледниковым горизонтом. Ледниковые отложения того же типа вскрыты в основании четвертичной толщи скважинами в Пуйястэ, Судисте, Мягисте и Эльва.

В Латвии верхний ледниковый горизонт нижнего плейстоцена представлен летижской свитой. Эти осадки наиболее широко распространены в пределах возвышенностей восточной и центральной Латвии и на западе Курземского полуострова. Название свиты дано по стратотипическому району — бассейну р. Летиже. Мощность морен колеблется от 5 до 15 м, увеличиваясь в погребенных долинах до 35—50 м. (Геологическое строение. . ., 1979).

В Литве ледниковые отложения этого возраста (морена, флювиогляциальные и лимногляциальные осадки) наибольшее распространение имеют в южной части республики. Им здесь присвоено название «дайнавского» горизонта, которое происходит от слова Дайнава — исторического названия южной Литвы. В других местах юго-восточной Прибалтики они имеют локальное распространение. А. Ю. Климашаускас (1965 г.) выделяет эти осадки в третий сверху литологический комплекс ледниковых отложений.

По данным А. И. Гайгаласа (1965, 1979) для морены дайнавского оледенения характерны руководящие валуны с Аландских островов, Средней Швеции и дна Балтийского моря. Направление движения ледников в это время было с северо-запада на юго-восток. Мощность ледниковых отложений дайнавского горизонта достигает 50 м.

Белоруссия. Наиболее широко осадки верхнего горизонта нижнего плейстоцена называемого здесь верхнеберезинским, распространены в Белоруссии, особенно это касается средней полосы и северного Полесья, где они встречаются почти повсеместно. На севере республики — в Белорусском Поозерье они почти полностью уничтожены последующей ледниковой эрозией и имеют островное распространение. На юге Белоруссии верхнеберезинские ледниковые отложения полностью размыты в полосе вдоль долины р. Припяти. В виде редких пятен они обнаружены в переуглубленных долинах на Восточно-Белорусском плато. Отложения верхнеберезинского (березинского по схеме Махнач, Левкова, Гурского и др., 1970) горизонта обычно обнаруживаются только в скважинах, в естественных обнажениях они вскрываются по долинам крупных рек — Немана, Днепра, Сожа. Мощность березинской морены колеблется от 2—3, до 50—60 м, в западной Белоруссии увеличивается до 70—95 м. Максимальная мощность достигает 100 м (Вознячук, Гриплинский, Пузанов, 1971; А. В. Матвеев, 1971 г.). По последним данным представляется, что березинский ледник перекрывал почти всю Белоруссию (Махнач, 1971). Морена березинского оледенения обычно представлена плотными темно-серыми валунными суглинками, на западе строение моренной толщи довольно сложное.

Характерным для березинской морены являются отторженцы подстилающих пород — от девонских до неогеновых, часто наблюдаются рассланцованность и глиаодислокации (Гурский, 1974; А. В. Матвеев и др., 1980 г.). Помимо собственно моренных отложений в состав березинского горизонта входят над- и подморенные флювиогляциальные осадки, а в перигляциальной зоне этого оледенения отмечаются аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения.

Украина. В настоящее время доказано существование ледниковых отложений нижнего плейстоцена и в пределах области днепровского ледникового языка, где они включаются в тилигульский горизонт схе-

мы, составленной М. Ф. Векличем. Здесь, в основании некоторых переуглубленных участков долин Днепра и притоков Припяти—Турьи, Стохода, Стыри обнаружены морены, которые относят к раннечетвертичному оледенению. Наиболее определенно возраст морены тилигульского горизонта доказывается вблизи г. Канева на Днепре, где ее перекрывают озерные осадки с флорой сингильской (т. е. лихвинской) межледниковой эпохи (Ромоданова, Христофорова, 1967; Т. Ф. Христофорова, 1972 г.). Предположительно озерно-ледниковые осадки этого оледенения описаны в разрезах Среднего Поднепровья, где они залегают между лубенскими и завадовскими почвенными комплексами и представлены слонстыми суглинками с прослоями и линзами песков, и что особенно важно с галькой кристаллических и осадочных пород — возможно остатками размытой морены. Мощность этих суглинков в одном из наиболее изученных разрезов — Вязовок на р. Псел составляет 9 м.

В настоящее время можно считать, что раннеплейстоценовый ледник распространялся в Полесье и языком продвигался по долине Днепра, не достигая, однако, максимальной границы распространения среднечетвертичного днепровского оледенения. В Прикарпатье на западной Украине, к северу и западу от г. Львова, в пределах Галичско-Волинской и Сандомирской впадин и Волинской возвышенности установлено островное развитие одной моренной толщи.

Изучение опорных разрезов Крукеничи, Бояничи, Сокаль (К. И. Герентчук, Н. С. Демедюк, М. В. Зденюк, 1967 г.; Опорные разрезы... 1980), в частности погребенных торфяников и почв, залегающих поверх морены, позволили однозначно определить окский (миндельский) возраст покровного оледенения, достигшего северных склонов Карпат и являющегося максимальным для запада Украины. Достаточно широко развиты и флювиогляциальные отложения древнего оледенения, при этом они локализуются в долинах стока ледниковых вод, не выходя на водоразделы.

В прилегающих к СССР областях юго-восточной Польши эта морена носит название краковской. В Польше краковское оледенение также является максимальным.

На севере Украины в ледниковой зоне распространены и перигляциальные осадки окского оледенения. Они представлены верхними слоями аллювия V надпойменной террасы, который сохранился в долинах рек на очень ограниченных участках, и лёссами, изученными во многих водораздельных разрезах (Ломаное, Остапье на р. Псел, Федоровка на р. Хорол, Потягайловка и Горышня на р. Ворскла, в среднем течении р. Сейма, Рожки на Приднепровской возвышенности, в сводном разрезе Витачев—Стайки—Гребни на Киевской равнине и др. (Веклич, 1968). Мощность лёссов в среднем составляет 1—4 м. По спорово-пыльцевым спектрам, состоящим в основном из травянистых растений — лебедовых и полыней, ясно ощущается похолодание климата по сравнению с лубенским временем (см. выше). Состав малакофауны тилигульского горизонта свидетельствует о более холодных климатических условиях, по сравнению с более ранним сульским этапом лёссовобразования, но более теплом климате, чем в последующее днепровское ледниковье. В осадках этого горизонта впервые появляется холоднолюбивая *Columella columella* Mart., интересны также находки раковин моллюсков *Gyraulus gredleri* (Bielz.) Gredler, которых считают арктической формой, или во всяком случае, с большой амплитудой экологической валентности (Опорные геологические... 1969).

Северо-Восток европейской части РСФСР. На северо-востоке Русской равнины — в бассейне рек Мезени, Печоры, Вычегды и Камы уже давно отмечалось распространение древних ледниковых отложений. С. А. Яковлев подчеркивал, что для всего восточного, северо-восточного и частично центрального секторов Русской равнины питающей провинцией окского оледенения являлся Уральско-Новоземельский центр. По его представлениям новоземельская морена распространялась до бас-

сейнов рек Камы, Вычегды, и даже Вятки. Позднее эти выводы были подтверждены М. И. Маудиной и другими, изучавшими состав валунов окской морены в районах восточнее Москвы.

В бассейне р. Печоры и на междуречье Кама—Печора—Вычегда Б. И. Гуслицер (1972) выделяет три самостоятельных ледниковых комплекса, нижний из которых следует относить к окскому оледенению.

А. Н. Степанов (1974 г.) отмечает наличие ледниковых отложений в районе оз. Чусовского — на Камско-Печорском водоразделе, где они представлены валунными суглинками мощностью до 52 м. («березинский» горизонт).

Уверенно выделялся окский горизонт в пятидесятых годах К. К. Волосовичем (1961 г.) и на Мезенско-Вычегодском водоразделе. Позднее в 1966 г. он полагал, что обнаруженные в буровых скважинах валунные суглинки, залегающие ниже лихвинских и днепровских отложений, представляют ледниково-морские осадки, и относятся к падимейской свите, поскольку в них встречены единичные экземпляры морской микрофауны.

В бассейнах Вычегды и Мезени отложения окского оледенения описаны Л. М. Потапенко (1975 г.), здесь они выполняют ложбины ледникового выпахивания, достигая мощности 40—45 м. По составу руководящих валунов Л. М. Потапенко считает эту морену новоземельской.

А. С. Лавров (1968 г.) на средней Печоре и Вычегде относит к первому доднепровскому оледенению ледниковые отложения II цикла осадконакопления, представленные темно-серыми валунными суглинками. Состав валунов говорит о том, что ледники этого времени распространялись из Пайхойского и, возможно, Новоземельского центров оледенения.

В бассейне нижней Печоры и в Большеземельской тундре в средней части падимейской свиты (толщи по В. С. Зархидзе) встречаются валунные суглинки, которые также возможно, представляют морены ледниково-морского происхождения, относящиеся к окскому ледниковью. Г. Н. Бердовская (1971 г.) в этих слоях падимейской свиты устанавливает спорово-пыльцевой комплекс, свидетельствующий о суровых тундровых климатических условиях. Возможно окскому времени соответствует какая-то часть войской аллювиальной свиты, которую выделяют в бассейне средней Печоры.

Вопрос о генезисе валунных суглинков падимейской и вышележащей роговской свиты рассматривается ниже.

Таким образом по новым данным представляется возможным существенно уточнить границу максимального распространения окско-березинского оледенения. На территории Украины оно распространялось двумя языками: в Предкарпатье и по долине Днестра, а восточнее по долине Дона. Еще восточнее — к долине Волги граница этого оледенения пока точно не установлена.

В центральных районах европейской части СССР вопрос о стратиграфической позиции окского ледникового горизонта дискусионен, что связано с появлением новых данных о возможности выделения нескольких ледниковых горизонтов ниже днепровского. Поэтому представляется, что страторегионом для этого горизонта, возможно, следует считать Белоруссию, и тогда изменить название регионального горизонта схемы ледниковой зоны европейской части СССР на березинский.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения среднего звена плейстоцена широко развиты в ледниковой зоне Русской равнины. Они вскрыты в скважинах и наблюдаются на поверхности. Южнее границы распространения позднеплейстоценовых оледенений среднечетвертичные осадки слагают основные макроформы рельефа.

В Унифицированной региональной схеме 1964 г. среднеплейстоценовые осадки расчленяются на четыре горизонта: лихвинский, днепровский, одинцовский и московский. Три последних горизонта объединены в среднерусский надгоризонт. Выше отмечалось, что проблема расчленения среднего плейстоцена в настоящее время является наиболее сложной и трудно разрешимой. Но исследования продолжают и дискуссия по этой проблеме не закончена. В данном томе принимается расчленение среднего плейстоцена по региональной схеме 1964 года, однако, при описании каждого горизонта освещаются все дискуссионные вопросы.

Лихвинский горизонт

К этому горизонту относятся отложения первого доднепровского межледниковья.

Центр европейской части СССР. Стратотип лихвинских межледниковых отложений в опорном разрезе близ г. Чекалина (бывш. Лихвин) на левом берегу р. Оки изучается в течение более 70 лет. С ним сопоставляются все разрезы межледниковых отложений, залегающие непосредственно под днепровской мореной. Лихвинское обнажение впервые было описано Н. Н. Боголюбовым (1904, 1907 г. г.). Позднее разрез изучался А. И. Москвитиным (1931 г.; 1934 г.; 1967 г.; 1970 г.; 1976), И. П. Герасимовым и К. К. Марковым (1939 г.), К. А. Ушко (1959), С. А. Яковлевым (1956 г.), С. Л. Бреславом (1971), Н. Г. Судаковой и др. (Разрезы отложений... 1977). Разнообразные палеонтологические, литологические, палеопедологические и физико-химические исследования проводили: В. Н. Сукачев (1907 г.; 1938), В. С. Доктуровский (1931 г.), П. А. Никитин (1931 г.), В. П. Гричук (1950 г., 1952), Е. Н. Ананова (1964 г.), П. И. Дорофеев (1960 г.), Н. С. Болиховская (1974 г.), А. К. Агаджанян (1971 г.), Л. П. Александрова (1976), В. Н. Шелкопляс (1974 г.) и др.

В результате детального изучения последних лет было установлено, что окско-днепровская межморенная толща состоит из озерной линзы, толщи аллювиальных песков и вышележащих лёссовидных суглинков с погребенными почвами.

Первоначально палеонтологически изучались преимущественно осадки старично-озерной линзы, в которой по данным В. П. Гричука был установлен климатический оптимум и намечены три или четыре фазы развития растительности, охватывающие лишь часть лихвинского межледниковья. При сопоставлении их с осадками других разрезов В. П. Гричук (1961 г.) составил известную сводную схему развития растительности лихвинского межледниковья, состоящую из шести зон.

Дальнейшее палинологическое изучение лихвинского стратотипа Н. С. Болиховской (1974 г.) показало, что в осадках озерно-старичной линзы и перекрывающей ее пачке аллювия устанавливаются все зоны развития растительности, выделенные В. П. Гричуком, с полным ритмом климатического оптимума.

Кроме того, данные сопряженного анализа позволили существенно расширить представления о строении лихвинской межледниковой толщи. Верхи ее над аллювием представлены сложно построенным комплексом, состоящим из лёссовидных перигляциальных осадков, озерных фаций и почвенных свит. К основанию комплекса приурочены отложения, служащие материнской породой погребенной почвы (борисовской по А. И. Москвитину). Эти осадки характеризуются плохой сортировкой материала, широким развитием мерзлотных структур, диагенетических нарушений слоистости. По составу спорово-пыльцевых спектров можно утверждать что в это время развивались лесотундровые ландшафты. Таким образом ярко выраженные явления криолитогенеза хорошо согласуются с палеоботаническими данными и фиксируют кратковременное, но значительное похолодание (Судакова, 1975). В после-

дующий этап наблюдается быстрое улучшение природных условий. При этом важно отметить, что улучшение климата продолжается непрерывно, начиная со времени борисовской подзолистой почвы вплоть до формирования парабурозема — ивановской (по А. И. Москвитину) почвы. Следовательно, нет оснований выделять между эпохами почвообразования похолодание, которое имело бы значение самостоятельного оледенения.

Н. Г. Судакова (1975 г.) выделяет, таким образом, в окско-днепровском интервале, т. е. лихвинском межледниковье, три ритма — нижний собственно лихвинский оптимум, калужское похолодание и чекалинское потепление.

А. И. Москвитин (1967, 1976), который первый указал на сложное строение лихвинского стратотипа, придает упомянутым выше слоям самостоятельное стратиграфическое значение, относя их к разным ледниковьям и межледниковьям, и таким образом сильно удревает собственно лихвинские озерные отложения. Однако новые данные по фауне грызунов и остракодам свидетельствуют о среднеплейстоценовом возрасте осадков лихвинского стратотипа. Таким образом можно считать доказанным, что в стратотипе отражена сложная ритмика единого окско-днепровского межледниковья. По разрезу лихвинского стратотипа получено до 20-ти термолюминесцентных датировок, выполненных В. Н. Шелкоплясом (1974 г.), по которым слои лихвинского межледниковья датируются от 300 до 460 тыс. лет.

В центральных районах кроме стратотипического разреза имеется достаточно много хорошо изученных разрезов, которые могут быть отнесены к лихвинскому горизонту (у д. Фатьяновка, у г. Алексина на р. Оке, у деревень Кульбакино, Манчино, Гридино, Березки, Авдюковка в Смоленской, Бучево и Дмитров — в Московской области, у г. Андропов и д. Яковлевское в Ярославской области, Алхимково, Бол. Коша и Булатово в Калининской области, Ларкино в Костромской области, у г. Городец в Горьковской области и др. (Бреслав, 1971 и др.).

Наиболее полными являются разрезы Алхимково, Бол. Коша и Березки, которые можно считать гипостратотипами чекалинского разреза. Принадлежность к лихвинскому межледниковью обосновывается положением в разрезе, сопоставлением палеоботанических данных с лихвинским стратотипом и общей схемой развития растительности лихвинского межледниковья (В. П. Гричук, 1961 г.).

Северо-запад РСФСР. Достаточно полные разрезы этого межледниковья изучены в Приильменской низине. Озерные супесчано-суглинистые осадки с линзами и прослоями торфа изучены на р. Кунья у д. Хотимля (материалы И. И. Краснова и Е. П. Зарриной, палинолог Т. И. Казарцева). По данным спорово-пыльцевого анализа здесь выражен почти весь межледниковый цикл, за исключением одной из зон климатического оптимума. В южной части Приильменской низины, в районе г. Великие Луки у д. Бандино вскрыт полный разрез этого межледниковья. В палинологических спектрах отложений представлены все зоны развития растительности этого периода (Спиридонова, Малаховский, 1965). Однако стратиграфическая позиция межледниковых слоев здесь не совсем ясна, так как они залегают непосредственно на девонских породах, а перекрыты мореной позднечетвертичного возраста.

Осадки, относимые к лихвинскому межледниковью, обнаружены в нескольких местах на Онежско-Ладожском и в центральной части Карельского перешейков. В основном, они вскрыты в скважинах в погребенных долинах. Наиболее определенно возраст рассматриваемых осадков устанавливается в разрезах на р. Тукша и у г. Подпорожья (Н. И. Апухтин, И. М. Экман, 1967 г.).

Условно, лишь по положению под днепровской мореной, межледниковые осадки этого возраста выделяются в бассейне р. Ваги, в Пезинской депрессии, в Северо-Двинской депрессии на р. Онеге и др.

(Геология четвертичных отложений Сев. Зап. . . . 1967 г.; Э. С. Плешивцева, 1971 г.).

Полные разрезы лихвинского межледниковья обнаружены при бурении в центральной части Вологодской области. Детально изученные осадки этого межледниковья служат маркирующим горизонтом для нижне- и среднечетвертичных отложений района (В. Б. Соколова, 1968 г.). В. И. Хомутова (1970 г.) на основании палинологического и палеокарпологического изучения осадков составила схему развития растительности этого времени. Выделенные зоны хорошо коррелируются с зонами, установленными В. П. Гричуком (1961 г.) для всей северной половины Русской равнины. Некоторым отличием от центральных районов и Белоруссии здесь является меньшее содержание пыльца широколиственных пород в фазу главного климатического оптимума, отсутствие пыльцы липы и высокая степень участия в спектрах пыльцы хвойных пород, особенно ели. Вологодские разрезы помимо палеоботанической характеристики имеют вполне определенное стратиграфическое положение, залегая между днепровской и верхней нижнеплейстоценовой (окской) моренной. Поскольку в этих же разрезах (скважины на водоразделе рек Тошни и Ухтомы, у деревень Янгосарь, Сокольниково, Погорелка, Трубайка, Парфеньево, Токарево) установлены отложения более ранних горизонтов — налибокского и дзукийского (см. выше); возможно вологодские разрезы можно принимать за гипостратотипы для первого среднеплейстоценового межледниковья.

Прибалтика. В зоне развития верхнечетвертичных оледенений — в Прибалтике известно лишь несколько разрезов с изученными палинологически осадками подднепровского межледниковья.

В Эстонии к лихвинскому межледниковью в новой региональной схеме Прибалтики (Решения. . . , 1978) отнесена карукюлаская свита, названная по разрезу Карукюла в юго-западной Эстонии у г. Килинги-Нымме. Этот разрез широко известен в литературе. Возраст межморенных органогенных осадков, представленных торфом и сапропелитом до настоящего времени дискутируется. К. К. Орвику в 1941 г. и Е. Н. Былинский (1974) относят эти отложения ко второму климатическому оптимуму микулинского межледниковья. Многие исследователи сопоставляли формирование органогенных осадков со вторым позднеплейстоценовым межледниковьем или межстадиями позднего плейстоцена. Эти выводы подтверждались многочисленными радиоуглеродными датировками (Орвику, Пиррус, 1965; М. М. Цапенко, 1966 г.; Д. Б. Малаховский и др., 1969 г.; Вайтекунас, 1969; Пуннинг, Раукас, Серебряный, 1969; Э. О. Ильвес и др., 1974 г. и др.).

В 1966 г. И. Я. Даниланс высказал предположение о принадлежности карукюласких осадков к лихвинскому межледниковью. В дальнейшем этот разрез неоднократно изучался Э. Д. Лийвранд (1972 г.), К. Ф. Каяком (Каяк и др., 1976), которые считают, что органогенная линза залегают не *in situ*, а палеоботаническая характеристика ближе всего приближается к лихвинской как по палинологическим, так и по палеокарпологическим данным (Величкевич, Лийвранд, 1976).

Однако несмотря на то, что карукюлаские отложения сопоставлены с лихвинским горизонтом и в региональной схеме Прибалтики (Решения. . . , 1978), — для окончательного вывода об условиях залегания и возрасте этих очень важных в стратиграфическом отношении слоев, требуются дальнейшие исследования (Раукас, 1978).

Более полно изучены отложения I среднеплейстоценового межледниковья в Латвии, здесь они выделяются как слои пулверниекской свиты. Почти все разрезы континентальных озерных, болотных и аллювиальных пулверниекских осадков приурочены к долине р. Летние, притоку р. Венты, расчленяющей Восточную и Западную Курземские возвышенности (разрезы Пулверниеки, Яуншикиери, Деселе — Лейниеки). В юго-восточной части Латвии у окраины Латгальской возвышенности изучен полный межледниковый разрез у г. Краслава и у хут. Клекери

(Веява) на Центрально-Видземской возвышенности. Недавно впервые обнаружены пулверниекские отложения в разрезе Клекери (И. Я. Даниланс, В. Я. Дзилна, В. Я. Стелле, 1964 г.; И. Я. Даниланс, 1966 г.; А. С. Савванитов, В. Я. Стелле, 1971 г.; Даниланс, 1973; Геол. строен. . . , 1979).

Пулверниекские континентальные осадки отличаются пестротой состава и сложностью строения, мощность их не более 8 м. Они в основном представлены гумусированными алевритами и глинами, а также песками. Органогенные слои представлены сапропелями и торфом с макроостатками растений и раковинами моллюсков.

На основании палеоботанических данных в развитии лесной растительности пулверниекского межледниковья намечается пять фаз (И. Я. Даниланс и др., 1964 г., Даниланс, 1973). При сопоставлении выделенных фаз с палинологическими зонами, по В. П. Гричуку, видно большое сходство, особенно в фазе климатического оптимума — в целом относительно небольшое количество широколиственных пород при постоянном значительном участии хвойных пород, приуроченность максимума широколиственных к периоду одновременной кульминации пихты и граба, небольшое количество лещины. Местной особенностью является значительное количество ольхи почти во всех фазах.

К пулверниекскому межледниковью относятся и морские осадки улмалской свиты, впервые выделенные И. Я. Данилансом (1973) и сопоставляемые с голштинской трансгрессией. Они развиты на западном побережье Латвии к югу от мыса Овиши и представлены песчаными и алевритовыми отложениями мощностью от 5 до 70 м. В результате палинологических исследований установлено шесть фаз развития растительности, аналогичных выделенным в континентальных фациях пулверниекского горизонта. Комплекс фораминифер содержит в основном холодоводные виды, с незначительной примесью бореальных.

З. В. Мейронс и Я. А. Страуме (Геологическое строение. . . , 1979) отмечают, что отнесение улмалской свиты к пулверниекскому горизонту пока условно. Так Г. И. Коншин и др. (1971 г.) и А. А. Черемисинова (1970 г.) допускают, что возраст этих осадков моложе, и образовались они в земское (микулинское) межледниковье.

В южной Прибалтике — в Литве известно несколько разрезов, в которых установлены слои, по положению аналогичные пулверниекским. В региональной стратиграфической схеме Прибалтики слои I среднеплейстоценового межледниковья выделены как бутенайская свита. Стратотипом бутенайской свиты является разрез у д. Бутенай в долине р. Швентойи. Здесь в основании 8—10 м террасы вскрывается линза озерно-старичных отложений, представленных гиттией, глинистым торфом и супесью в самых низах. Мощность линзы до 1 м (О. П. Кондратене, 1962 г., Величкевич, 1980).

В унифицированной части схемы Прибалтики под этим же названием выделен региональный горизонт. В большинстве случаев бутенайские осадки характеризуют только первую половину межледниковья. Из наиболее палинологически обоснованных разрезов нужно отметить Мардавасас в долине рек Мяркис, Гайлюнай и Няравай на р. Нямунас в окрестностях г. Друскининкай. Два последних разреза уверенно сопоставляются (Кондратене, 1965; Ришкене, 1976; Ф. Ю. Величкевич, 1975 г.) со стратотипом в г. Чекалине, а также другими разрезами Литвы и Белоруссии. Новый разрез обнаружен в последние годы у д. Лашинай в долине руч. Пруделиса — притока р. Швентойи (Кондратене и др., 1980).

Осадки бутенайского возраста обычно представлены песками и глинами, реже алевритом и торфом. Общая мощность отложений значительно колеблется от 5 до 30 м, в разрезе Вилькишкес эти осадки достигают 63 м мощности. В спорово-пыльцевых спектрах осадков бутенайского межледниковья выделяется восемь зон развития лесной растительности.

В Калининградской области на Самбийском полуострове обнаружены морские слои бутенайского возраста у пос. Уварово. Межморенные осадки мощностью около 30 м представлены вверху песками, в нижней части — глинами. Среди диатомовых водорослей обнаружены формы, не имеющие аналогов ни в современной, ни в ресс-вюрмской флоре, что говорит о древности осадков (О. П. Кондратене, 1966 г.; А. А. Черемисинова, 1970 г.). Кроме того у г. Сосновка Правдинского района О. П. Кондратене и В. И. Ерохин (1974 г.) изучили две толщи бутенайских озерных отложений, разделенных слоем песка. В нижней озерной толще четко устанавливается главный климатический оптимум. В песках пыльцы не обнаружено, а в низах верхней озерной толщи она отражает субарктические природные условия. Выше по разрезу вновь намечается улучшение климатических условий. Авторы допускают, что образование этой части озерных осадков происходило уже в межстадиал днепровского оледенения. Т. В. Якубовская (1976) сопоставляет верхнее потепление в этом разрезе со вторым потеплением лихвинского межледниковья («малый лихвин»). Разрез с аналогичной характеристикой описан Т. В. Рыловой (1975 г.) у пос. Лесное на северном берегу Калининградского полуострова.

Белоруссия. Осадки первого среднеплейстоценового межледниковья широко распространены в Белоруссии и выделяются в александрийский горизонт. К настоящему времени известно более 180 разрезов, где александрийские осадки изучены разными методами (Гурский, 1974). Климатическая характеристика александрийского межледниковья разработана очень детально. Она основана на многочисленных споровопыльцевых, диатомовых и карпологических данных и фауне моллюсков.

Александрийские отложения представлены аллювиальными, озерными и болотными осадками. Мощность александрийских осадков — от нескольких метров до 100 м и более. В центральной Белоруссии они вскрываются обычно в скважинах на глубине от 15 до 70—80 м, а в Полесье 5—40 м.

Стратотипом Александрийских межледниковых осадков в Белоруссии является разрез в урочище Матвеев Ров у д. Александрия в Могилевской области. Открытое еще в 1929 г. Г. Ф. Мирчинком и изученное В. С. Доктуровским обнажение исследовалось неоднократно и было подробно изучено палинологически. На спорово-пыльцевой диаграмме этого разреза отражено все межледниковье, кроме начальной стадии. Сопоставление стратотипического разреза с другими наиболее полными разрезами, показывает их большое сходство. Кроме стратотипического лучше всего изучены разрезы у сел Лаперовичи, Гребенка, Копысь, Старобин, М. Быково, Брянчицы, ст. Стайки, (М. М. Цапенко, Н. А. Махнач, 1959 г.), Печи и Гора (Л. Н. Вознячук, 1957 г.), Заборье (Е. Н. Ананова, 1964 г.), Саковичи (Е. Н. Ананова, 1965), Принеманская (Жидовщица), Руба, Вышгород (Якубовская, 1976) и др. На основании палинологических данных Н. А. Махнач (1971) выделяет шесть фаз развития лесов и указывает несколько признаков, отличающих александрийское межледниковье от других. Главными из них являются: высокое содержание хвойных пород, небольшое количество пыльцы лещины, относительно высокое по сравнению с другими межледниковьями содержание смешанного дубового леса, высокий максимум граба и пихты, определенный порядок кульминации древесных пород в течение межледниковья. В том же межледниковье Е. Н. Ананова (1965) выделяет восемь фаз развития растительности.

Флора александрийского межледниковья детально изучена Т. В. Якубовской (1976) по одному из опорных разрезов в Гродненском Панеманье — Колодежный Ров (Жидовщица). Ею намечено 10 этапов развития природной обстановки. Установлено, что александрийское межледниковье имело два оптимума, что подтверждено в нескольких разрезах Белоруссии (Матвеев Ров, Старые Стайки, Гора, Щербакова) и сопоставляется с аналогичными разрезами в других об-

ластях (Чекалин, Б. Коша, Булатово, Пулверниeki, Деселе-Лейниeki, Улмала, Сосновка и др.). Г. И. Горецкий (1970 г., 1980) относит к александрийскому межледниковью погребенные осадки двух аллювиальных свит в долине Днепра — нижнекривичской и верхнекривичской.

Украина. На юге ледниковой зоны Русской равнины межледниковые отложения начала среднего плейстоцена представлены аллювием IV надпойменной террасы Днепра и его притоков. Аллювиальные отложения этого времени залегают под мореной и слагают нижние слои террасовой толщи. Субазральные фации этого времени представлены, главным образом, погребенными почвами завадовского горизонта. Они часто переслаиваются с делювиальными и золовыми отложениями. Мощность погребенных почв от 2,5—3 до 5 м, отмечаются три четких почвенных горизонта: нижний — луговые, лугово-черноземные и черноземовидные выщелоченные почвы; в оптимальную фазу межледниковья образовались своеобразные бурые лесные почвы. К верхнему горизонту относятся лугово-черноземные почвы. По спорово-пыльцевым спектрам из почв видно, что растительный покров характеризовался развитием хвойно-широколиственных лесов с редкими реликтами третичной флоры.

На Западе Украины, на Санско-Днестровском междуречье, в бассейне р. Вишня у села Крукеничи Мостиского района Львовской области, изучен опорный разрез, в котором вскрыт межледниковый торфяник, залегающий на окских ледниковых отложениях и перекрытый покровной лессовидной толщей с погребенными почвами. В последние годы разрез комплексно изучен разными специалистами (М. В. Зденюк, Н. С. Демедюк, А. И. Гайгалас, Ф. Ю. Величкевич, О. П. Кондратене и др.). Все исследователи доказали лихвинский возраст торфяника и сопоставляемой с ним почвы в соседних расчистках. На Волынской возвышенности лихвинскому межледниковью отвечает горизонт луцкой ископаемой почвы мощностью менее 1,5 м (Опорные разрезы... , 1980). Здесь же, на северо-западе Волыни, скважинами вскрыты древнеозерные диатомовые осадки мощностью 8—17 м у с. Гвозница, Доманово, Млинок и др. По данным палинологического и диатомового анализов доказано что осадконакопление было длительным (зоны L1—L5), а диатомовая флора вполне сопоставима с лихвинской флорой стратотипа в Чекалине и в разрезе Матвеев Ров (Хурсевич, Логинова, 1980).

Север и Северо-восток европейской части СССР. Континентальные осадки лихвинского межледниковья обнаружены во многих районах Архангельской области. Наиболее полные разрезы вскрыты скважинами в бассейне р. Устьи — правого притока р. Ваги, где озерно-аллювиальные осадки достигают мощности от 4 до 25 м и содержат прослой торфа 0,2—0,6 м. На палинологической диаграмме выделяются 6 зон развития растительности характерные для северного варианта лихвинского межледниковья — по данным В. Н. Копыловой, 1980 г. В басс. С. Двины в пределах Ижемской впадины лихвинские озерные осадки залегают ниже уровня моря. На побережье Онежского полуострова у дер. Лопшеньга, вскрыты морские отложения лихвинского горизонта залегающие ниже уровня моря. На р. Пезе у с. Софроново Э. И. Девятова выделила лихвинские отложения предположительно.

В Печорском бассейне с началом среднего плейстоцена связаны, морские отложения верхней части падимейской свиты, развитые на севере Тимано-Большеземельской области. Они представлены в основании разреза Вастьянский Конь глинами и песками с фауной морских моллюсков и микрофауной.

По мнению В. С. Зархидзе (1970) морские падимейские осадки содержат обновленный комплекс моллюсков. В них появляются представители рода *Cyrtodaria*. Эта фауна свидетельствует о возникновении связи полярного бассейна с Атлантикой, в результате чего произошла постепенная смена «арктических» колвинских комплексов на «атланти-

ческие» падимейские. Однако точной датировки этих слоев В. С. Зархидзе не дает.

По данным палинологических анализов в верхах падимейской свиты содержится пыльца, на основании которой Г. Н. Бердовская и Э. И. Лосева (1972) сопоставляют эти осадки с лихвинским горизонтом. В это время климатическая обстановка была значительно теплее современной. Несмотря на положение разрезов на крайнем севере, здесь во время климатического оптимума, произрастали еловые леса с грабом и лещиной, впоследствии еловые леса сменились сосново-березовыми с участием широколиственных элементов.

На средней Печоре Л. А. Кузнецова (1971) и в южной части Печорского Приуралья Б. И. Гуслицер (1972) относят к лихвинскому горизонту аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения войской свиты, которые описаны в многочисленных скважинах под толщей днепровской морены. Их спорово-пыльцевая характеристика свидетельствует о межледниковых условиях.

На Камско-Печоро-Вычегодском водоразделе и в бассейне р. Камы к этому межледниковью относятся аллювиальные отложения кривичской свиты (Г. И. Горецкий, 1964 г.). А. Н. Степанов (1974 г.) указывает ряд разрезов, в которых устанавливается три пачки аллювия, в которых содержится пыльца, флора и диатомеи, характерные для лихвинского межледниковья. В этих отложениях на р. Колве у пос. Боец найден зуб слона *Palaeoloxodon* — характерного представителя фауны миндель-рисского межледниковья (В. Е. Гарутт, 1972 г.).

В бассейне р. Вычегды А. С. Лавров (1968 г.) к этому времени относит аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения ранней стадии третьего цикла осадконакопления. В этих отложениях выделяются пять фаз смены растительности на протяжении лихвинского межледниковья, при этом в период климатического оптимума произрастали смешанные леса с примесью широколиственных пород. Характерно присутствие пыльцы *Picea* sect. *Omorica* и *Pinus* sect. *Strobus*, что свидетельствует об относительной древности отложений. В этих же осадках В. М. Смирнова определила богатый комплекс теплолюбивых диатомей (Л. М. Потапенко, 1975 г.).

СРЕДНЕРУССКИЙ НАДГОРИЗОНТ

В ряде областей ледниковой зоны европейской части СССР нерасчлененные осадки среднего плейстоцена, объединяющие отложения трех горизонтов — днепровского, одинцовского и московского, выделяются в ранге надгоризонта. В унифицированной части схемы это подразделение выделено под названием среднерусского надгоризонта и применяется в тех случаях, когда в разрезах невозможно установить принадлежность осадков к одному из трех горизонтов.

Прибалтика. В региональной схеме Прибалтики (Решения... , 1978) этот надгоризонт выделен под названием угандиский — по названию соответствующей свиты в местной схеме Эстонии. В составе угандиской свиты выделены три подсвиты в ранге горизонтов (нижне-, средне- и верхнеугандиская). При этом нижняя и верхняя подсвиты представлены моренами и водноледниковыми осадками. Среднеугандиская подсвита представлена межморенными песками и алевритами, и не имеет четкой палеоботанической характеристики, позволяющей отнести эти слои к самостоятельному межледниковью. Такое же положение в настоящее время существует и в Латвии, где в ранге надгоризонта в среднем плейстоцене выделяется курземская свита. В Южной Прибалтике, в Литве в составе жеймянской свиты, соответствующей угандискому надгоризонту, некоторые исследователи выделяют над жемайтийской мореной (нижний горизонт), снайгупельскую подсвиту межледниковых озерных осадков и перекрывающие их ледниковые отложения мядинникской подсвиты.

Северо-восток европейской части РСФСР. В бассейнах Северной Двины, Мезени и Печоры, в Малоземельской и Большеземельской тундре в 1961 г. К. К. Волоссович выделил роговскую свиту (Афанасьев, Белкин, 1963), в состав которой включались все мореноподобные и разделяющие их слои среднего плейстоцена, лежащие выше падимейской свиты. Роговская свита соответствует среднерусскому надгоризонту. Сторонники морского происхождения валунных суглинков на севере Русской равнины считают, что роговская свита представляет однородную толщу морских и ледниково-морских осадков и не может быть расчленена на слои, соответствующие горизонтам. Однако многие исследователи (см. ниже) выделяют в ее составе два ледниковых горизонта, разделенные морскими межледниковыми слоями. Но в некоторых районах в скважинах, где расчленение осадков роговской свиты на горизонты затруднено, она может выделяться как единая толща. Кроме того в Печорском бассейне в период 60—70-х годов исследователями-сторонниками идей «маринизма» были выделены несколько свит (нерутинская, шапкинская, нерцетская и др.), которые имеют неопределенные границы в объеме среднего плейстоцена.

На средней Печоре Л. А. Кузнецова (1971) объединяет ледниковые осадки среднего плейстоцена в сопляскую свиту, которую она отождествляет со среднерусским надгоризонтом. Однако в этом же районе выделяются и самостоятельные ледниковые горизонты — днепро-ровский и московский.

Днепро-ровский горизонт

На всей территории северной половины Русской равнины отложения днепро-ровского горизонта представлены осадками ледникового генезиса; они почти сплошным чехлом перекрывают все нижележащие породы. Отсутствуют они лишь в крупных погребенных долинах, где полностью или частично размыты. Обычно днепро-ровские осадки залегают на большой глубине и вскрываются скважинами; севернее границы московского оледенения они обнажаются лишь по эрозионным линиям в крупных глубоко врезанных долинах. Южнее границы московского оледенения днепро-ровские отложения выходят на поверхность и вскрываются в естественных обнажениях. Наиболее уверенное определение возраста ледниковых осадков днепро-ровского горизонта возможно в разрезах с межледниковыми подднепро-ровскими осадками. Вместе с тем морена днепро-ровского горизонта имеет наиболее характерные черты по сравнению с моренами других оледенений, и даже при отсутствии подстилающих и перекрывающих ее межледниковых осадков, отличается от других морен по внешним литологическим признакам. Поэтому морена днепро-ровского горизонта является важнейшим стратиграфическим репером для всей рассматриваемой территории.

Днепро-ровский горизонт получил свое название от днепро-ровской морены, выделенной В. И. Крокосом (1926) в бассейне Днепра. В последующем с днепро-ровским оледенением почти все исследователи связывали максимальное распространение ледников на Русской равнине, которые образовали два крупных языка по долинам Днепра и Дона.

В результате исследований последних лет, в областях днепро-ровского и донского языков, как указывалось выше, появились новые аргументы в пользу раннеплейстоценового возраста ледниковых осадков донского языка, т. е. для западной половины Русской равнины максимальным оказывается среднеплейстоценовое днепро-ровское оледенение, а для восточной — нижнеплейстоценовое. Это, вероятно, обусловлено, как указывает А. А. Величко (1980), смещением с востока на запад областей питания ледников. В раннем плейстоцене ведущая роль принадлежала новоземельскому центру, а в среднем — скандинавскому.

Кольско-Карельская область и бассейн Северной Двины. Днепро-ровская морена имеет здесь островное распространение, в ее составе мно-

го валунов, в основном кислых изверженных пород, глубина залегания от 20 до 100 м. На Онежско-Ладожском и Карельском перешейках горизонт днепровской морены весьма выдержан по простиранию, а в Архангельской области она встречена лишь в депрессиях коренного ложа. В бассейне р. Сухоны днепровская морена обнажается в ряде естественных разрезов. В пределах почти всего упомянутого региона в днепровской морене содержатся валуны фенно-скандинавского центра. Только в бассейне нижней Вычегды и в Западном Приитманье валуны, вероятно, связаны с уральско-новоземельским центром оледенения.

Северо-запад европейской части РСФСР. В Вологодской области днепровские ледниковые отложения залегают между палинологически охарактеризованными лихвинскими и одинцовскими межледниковыми осадками, что надежно определяет их стратиграфическое положение. Здесь валуны в моренном суглинке представлены, в основном, местными осадочными породами; изверженные породы, принесенные с севера и северо-запада, встречаются редко. В этом же районе отмечаются надморенные и подморенные флювиогляциальные пески и ленточные глины, залегающие в виде линз мощностью 7—15 м. Общая мощность осадков днепровского ледникового комплекса в северо-западных районах Русской равнины достигает 50—70 м. (А. А. Каган, М. А. Солодухин, 1971; В. Б. Соколова, 1968 г.; Н. И. Апутхин, Н. М. Экман, 1967 г.).

На Онежско-Ладожском перешейке у пос. Игнатовские Бараки обнаружены межстадиальные озерно-болотные осадки, которые расчленяют толщу днепровских ледниковых осадков (Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР, 1969 г.).

Прибалтика. В Эстонии к днепровскому горизонту относятся ледниковые осадки нижеугандиской подсвиты. Они распространены в северной и южной Эстонии и представлены коричневой мореной и водно-ледниковыми отложениями, мощность осадков достигает 50—60 м. (Раукас, 1978). В Латвии в составе курземской ледниковой свиты местами выделяются два слоя, разделенные песчано-алевритовыми отложениями. Нижний слой возможно относится к днепровскому горизонту (К. Я. Спрингис, Г. И. Коншин, А. С. Савваитов, 1964 г.).

В Литве в последние годы проведены тщательные исследования литологии разновозрастных морен, в результате которых по данным минерало-петрографического и гранулярного составов удалось расчленить морены среднего плейстоцена на два горизонта (А. И. Гайгалас, 1963 г., 1965, 1979; Гайгалас и Раукас, 1965; А. Ю. Климашаускас, 1965 г., 1966 г., 1967). Для нижнего среднеплейстоценового ледникового горизонта (жемайтйская подсвита) характерно присутствие кристаллических валунов из Южной Финляндии, Аландских островов и дна Балтийского моря. По сравнению с верхней среднеплейстоценовой мореной в жемайтйской подсвите несколько меньше валунов палеозойских доломитов. Ориентировка галек и валунов подтверждает петрографические данные о меридиональном направлении движения ледников в обе ледниковые эпохи среднего плейстоцена.

Белоруссия. Ледниковые отложения днепровского горизонта имеют в Белоруссии почти повсеместное распространение и хорошо согласуются с основными особенностями ложа дочетвертичного рельефа. Обычно морена размыта в районах с повышенным положением коренных пород, что характерно для северной Белоруссии. Отсутствуют ледниковые осадки и на некоторых участках современных и погребенных долин Немана, Днепра и Припяти. В южной части республики они имеют островное распространение, а в центральной Белоруссии образуют сплошной чехол. Моренные и флювиогляциальные осадки на севере Белоруссии залегают под более поздними отложениями и редко обнажаются в долинах; в центральной Белоруссии они участвуют в строении аккумулятивных ледниковых форм и вскрываются в обнажениях. В южной Белоруссии в долине Припяти днепровские осадки в основном вскрыты в скважинах. Мощность ледниковых отложений возрастает от поднятий

к депрессиям, достигая в Наревско-Неманской ложбине 133 м (Гурский, 1974). Мощность возрастает также и в зонах краевой аккумуляции — Новогрудская, Ошмянская, Минская и Оршанская возвышенности (от 40—50 до 150 м). Состав моренных отложений очень пестрый. Иногда морена расщепляется на два слоя и более. Общий состав валунов днепровской морены отличается от березинской и верхнечетвертичных большим содержанием валунов осадочных пород. Состав кристаллических руководящих валунов отличен от других оледенений: в основном это валуны из юго-восточной и южной Финляндии, Финского и Ботнического заливов, с Аландских островов и из средней Швеции (А. В. Матвеев, 1971 г., 1980; Махнач, 1971; Вознячук, Пузанов, 1971; Гурский, 1974).

Белоруссия является классической областью проявления гляциодинамических процессов. Здесь распространены крупные зоны различных типов гляциодислокаций. К участкам неглубокого залегания фундамента и выходам девона приурочены области широкого развития отторженцев в среднеплейстоценовых ледниковых толщах. Крупные отторженцы около 90 м в поперечнике известны в районах Кричева, Славгорода, Дзержинска, Осиновичей, Дятлова и др. (Левков, 1980).

В днепровском ледниковом комплексе Белоруссии устанавливаются отложения двух стадий оледенения — столинские (максимальная фаза) и новозыбковские (мозырские) слои. Их разделяют узденские межстадиальные озерные и озерно-аллювиальные слои, стратотип которых находится у г. Узда на р. Птичь южнее Минска. В нескольких разрезах узденские слои охарактеризованы палинологически: в спектрах преобладают древесные породы, отсутствуют термофильные элементы, отмечаются перигляциальные формы — все это в целом характеризует межстадиальные условия (Стратиграфическая, 1970; Гурский, 1974).

Центр европейской части РСФСР. В районах развития верхнелейстоценовых оледенений днепровская морена часто уничтожена в результате экзарационной деятельности ледников более поздних оледенений. Южнее она развита в широкой полосе от Галичско-Чухломской возвышенности до верховьев Десны и Сожа. Здесь присутствуют различные генетические разновидности ледниковых отложений средней мощности 10—25 м. В понижениях доледникового рельефа они достигают 50—60 м (Верхне-Волжский район), 30—80 м (район г. Рославля, Смоленская область). Значительно меньшие мощности в Мещерской низине (0,5—5,0 м), а в центральной ее части морена размыта. Незначительна мощность днепровских ледниковых осадков и южнее Москвы.

В центральных районах Русской равнины в днепровской морене больше всего валунов осадочных пород — главным образом известняков и кремней. Среди валунов кристаллических пород преобладают породы из кольско-карельского и фенно-скандинавского центров. Во многих местах отмечаются крупные гляциодислокации и отторженцы палеозойских и мезозойских пород.

В последнее время появились данные по палеомагнитной характеристике днепровской морены. В. И. Трухин (1967 г.) установил в ней обратную намагниченность в разрезе Одинцово и г. Галиче. В Ярославском Поволжье Т. Ф. Десятова (1973) и в лихвинском разрезе (Фаустов, Большаков, 1977 г.) отмечают наличие кратковременной инверсии в морене, датируемой по термомюминесцентным анализам около 280 тыс. лет., которая сопоставляется с инверсией Чеган, установленной на Алтае. Однако ввиду сложности определения палеомагнитных свойств морен, эти данные требуют подтверждения на большем материале.

В последние годы появились данные о том, что в центральных областях РСФСР днепровские ледниковые осадки разделяются на две стадийные толщи, что обосновывается наличием межстадиальных слоев. Они обычно маломощные и характеризуются однообразными довольно «холодными» спорово-пыльцевыми спектрами. Такие озерно-болотные

осадки описаны у д. Булатово в Осташковском районе Калининской области (Д. Б. Малаховский, 1972 г.). В. П. Гричук (1961 г.) по разрезам Глазово и Подруднянский выделял отложения деснинского межстадиала, что также подтверждает двухслойность днепровской морены.

Выделенные ранее межстадиалы днепровского оледенения, как например на р. Бол. Коше — кошинский (В. П. Гричук, 1961 г.), у с. Максина на окраине г. Москвы — максинский (Москвитин, 1967), не подтверждаются новыми исследованиями (Бреслав, 1971 и др.).

Украина. Отложения днепровского горизонта имеют большое значение для районов северной и западной Украины. Они представляют здесь верхний ледниковый комплекс, который выражен многими фациями: моренными, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми осадками, субаэральными и водно-ледниковыми лессами. Мощность осадков очень невыдержана — от 1,5 до 15—25 м. Водно-ледниковые осадки отмечены под основным горизонтом морены и над ним. Субаэральные надморенные лессы в ледниковых районах маломощные (1—4 м). Обедненный состав спорово-пыльцевых спектров, состоящих из травянистых растений, свидетельствует о суровых климатических условиях. По составу малакофауны можно сказать, что подморенные озерно-ледниковые суглинки образовались в холодном и довольно влажном климате. Днепровская морена входит в состав IV надпойменной «моренной» террасы Днепра. Последняя широко распространена и имеет сложное строение. Нижние слои террасового комплекса образовались в доднепровское, завадовское (лихвинское) время. В верхах завадовского аллювиально-го комплекса залегают подморенные ленточные глины и флювиогляциальные пески времени наступания днепровского оледенения. Морены и надморенные лессовидные породы слагают верхнюю часть террессы, относящуюся к конечному этапу формирования отложений и рельефа этой сложно построенной террасы (Ромоданова, 1964; П. И. Дорофеев, 1969 г.). Деятельность ледника на водораздельных пространствах выразилась в образовании обширных флювиогляциальных полей и густой сети мертвых долин, выполненных осадками долинных зандров.

В областях развития днепровского ледникового языка часто встречаются морены напора, крупные отторженцы и гляциодислокации: гора Пивиха близ г. Краменчуга, Калитва на р. Орель, у г. Корсунь-Шевченковского на р. Рось, в районе г. Канева на Днестре (Гожик, Лаврушин, Чугунный, 1976; М. Ф. Веклич, 1958 г. и др.). Севернее крупные гляциодислокации известны в Житомирской области в районе г. Овруча и у ст. Попельня. Вдоль границы оледенения на Украине распространены разнообразные формы ледникового рельефа, характерные для краевых зон западнее г. Киева, у г. Чернобыль, Фастов и др. (А. В. Матюшко, 1980). В северных районах устанавливается двухстадийность днепровского оледенения. Ледники ранней стадии оледенения не достигали широты г. Луцка (Карта четвертичных отложений Украинской ССР и Молдавской ССР, 1978)*. Южнее в это время образовывались отложения орельского лессового горизонта, описанного еще в 30-х годах Г. Ф. Лунгерсгаузенем и В. И. Крокосом. В межстадиальное время формировались погребенные почвы потягайловского горизонта. Во вторую, главную фазу, когда ледниковый покров распространялся по всему Украинскому Полесью и спускался до г. Днепропетровска, образовался комплекс ледниковых осадков (Веклич, 1968).

В опорных разрезах ледниковой зоны (Завадовка, Вязовок, Чигирин и др.) установлено, что во время образования орельских лессов преобладали травянистые ассоциации перигляциальной степи. Состав моллюсков также говорит о холодных климатических условиях и значительной влажности. Палеопочвенные данные, состав пыльцы и спор, а также моллюсков потягайловской почвы свидетельствуют о развитии

* В это же время в долине Днепра формировалась верхнекривичская (шевченковская) аллювиальная свита (Г. И. Горещкий, 1970).

в это время на левобережье среднего Днепра ландшафта типа лесостепи.

Северо-восток Русской равнины. В бассейнах Сев. Двины, Вычегды, Мезени и Печоры выделяется днепровский моренный горизонт, представленный комплексом ледниковых осадков, состоящих из тяжелых плотных темно-серых валунных суглинков, которые содержат, в зависимости от района исследований, кроме местных, валуны, принесенные из Фенноскандинавского, Новоземельского и Урало-Пайхойского центров оледенений. В ледниковых осадках встречаются остатки морской микрофауны и моллюсков, которые по мнению сторонников ледникового происхождения валунных суглинков являются переотложенными ледником из морских межледниковых слоев. Сторонники морского (дрифтового) генезиса валунных суглинков считают, что остатки морской фауны находятся в коренном залегании и потому отрицают ледниковое происхождение этих отложений. В Большеземельской и Малоземельской тундре А. С. Лавров (1968 г.) и Л. М. Потапенко (Лавров, Потапенко, 1971) выделяют днепровскую морену мощностью менее 60 м. В бассейне Вычегды она называется «новоземельской», и относится к ранней стадии III-го цикла седиментации.

К югу от области распространения московского оледенения — на обширных пространствах Камско-Печоро-Вычегодского водораздела, отложения днепровского ледникового комплекса залегают на поверхности. Здесь к последним его стадиям относятся долинные зандры, переходящие к югу в IV аллювиальную надпойменную террасу Камы (Рябков, 1976; Кузнецова, 1971; Гуслицер, 1972; Симонов, 1973 и др.).

Одинцовский горизонт

Отложения днепровско-московского межледниковья в самостоятельный горизонт выделил А. И. Москвитин в 1946 г. Тогда же он окончательно обосновал самостоятельность московского оледенения, отложения которого раньше рассматривались как образования московской стадии днепровского оледенения (Даньшин, 1936; И. П. Герасимов, К. К. Марков, 1939 г.). Таким образом с 1946 г. в среднем плейстоцене стали выделять два ледниковых горизонта. За прошедшие 35 лет одинцовские межледниковые осадки были изучены более чем в ста пунктах ледниковой зоны европейской части СССР. Они представлены почти исключительно континентальными фациями — озерными, болотными, аллювием, погребенными почвами. Только на севере в нижнем течении рек Вычегды, Сев. Двины, Мезени и Печоры отмечаются морские осадки так называемой «северной трансгрессии». Достаточно широко осадки одинцовского горизонта распространены лишь в Центральных районах Русской равнины и Белоруссии. Здесь же находятся и наиболее изученные разрезы этого межледниковья. Обычно одинцовские осадки вскрываются в скважинах. В естественных обнажениях они встречаются редко, главным образом южнее и восточнее границы московского оледенения, где обнажаются в цоколях речных и озерно-аллювиальных террас подпрудных перигляциальных бассейнов. На древних водоразделах одинцовские отложения обычно представлены комплексом погребенных почв и реже болотными осадками.

Центр европейской части РСФСР. Стратотип одинцовского горизонта расположен у ст. Одинцово (западнее г. Москвы). Межморенные осадки были впервые изучены в карьере кирпичного завода в 1927 г. С. А. Яковлевым, который относил их также как и Г. Ф. Мирчшик (1933), к миндель-рисскому межледниковью. В дальнейшем, найденные в этих осадках остатки холоднолюбивых животных — мамонта и мускусного быка (В. В. Меннер, 1930 г.) дали основание считать верхнюю морену не рисской, а вюрмской. Содержащаяся в озерных отложениях пыльца и криогенные нарушения позволяли предполагать прохладный климат времени накопления отложений типа межстадиала (Москвитин,

1936). Позднее А. И. Москвитин (1946, 1950 г., 1954 г.) отнес погребенную почву одинцовского карьера к самостоятельному межледниковью, а вышележащие суглинки считал не озерными, а флювиогляциальными осадками московского оледенения. Вследствие неполноты вскрытого тогда разреза и недостаточного палеонтологического обоснования А. И. Москвитин (1950 г.) признавал, что Одинцовский разрез неудачен как стратотип днепровско-московского межледниковья. Поэтому, когда в 50-х годах при съемке были выявлены, а потом детально изучены палинологически полные разрезы в Калужской и Смоленской областях около Глазово, Подруднянский и др. (Шик, 1958; В. П. Гричук, 1960 г., 1961 г. и др.), было предложено избрать новый стратотип и переименовать одинцовский горизонт в рославльский. При этом по ряду разрезов была составлена сводная климатическая характеристика этого межледниковья, в котором выделялись два оптимума — нижний глазовский и верхний рославльский с краснорборским (подруднянским) похолоданием между ними.

Однако позднее А. И. Москвитин (1961 а, б) в новых карьерах в Одинцово и рядом расположенных разрезах описал более полные разрезы одинцовской почвы, что позволяло сохранить значение прежнего стратотипа.

В 70-х годах, наступил новый этап в изучении одинцовского стратотипа. В связи со строительством, карьеры кирпичного завода были уничтожены, а межморенные отложения вскрыты в непосредственной близости в нескольких скважинах, на западной окраине ст. Одинцово у д. Акулово. По данным С. Л. Бреслава, М. Н. Валуевой, М. И. Маудиной (1979) в Акулове шестью скважинами вскрыты два крупных ледниковых комплекса, разделенные межледниковыми отложениями, которые представлены почвами, переходящими в озерно-болотные осадки мощностью 8—10 м. Комплексное изучение кернов скважин привело исследователей к коренному пересмотру существовавших ранее представлений. В разрезе одинцовской межморенной толщи выделены образования двух межледниковий и разделяющего их ледниковья и интерпретируется этими исследователями следующим образом: верхняя морена — днепровская, ниже залегают лихвинские межледниковые слои, под ними со стратиграфическим перерывом — маломощные пески, связанные с окским оледенением. Нижележащие межледниковые слои, с характеристикой «рославльского» типа, и выделяющиеся в самостоятельный межледниковый горизонт, таким образом относятся к нижнему плейстоцену и сопоставляются с доокским межледниковьем. Ниже «рославльских» межледниковых осадков обнаружены еще два «ледниковых» горизонта, разделенных прослоем песков.

Разрезы этих же скважин были изучены Я. К. Еловичевой (1979, 1980 г.), которая по результатам спорово-пыльцевого анализа дает иное истолкование стратиграфической позиции тех же слоев. Она считает, что в разрезе Акулово — Одинцово отражен полный ритм днепровско-московского среднеледникового (рославльского, одинцовского) межледниковья: четко выражен нижний (глазовский) оптимум, затем похолодание, но не в ранге оледенения, а внутри межледниковья, сопоставляемое с краснорборским. Верхний оптимум (рославльский) по Я. К. Еловичевой выражен менее отчетливо, имеет некоторое сходство с характеристикой лихвинского межледниковья, но не тождественен ему. При этом Я. К. Еловичева высказывает предположение, что в разрезе Акулово верхний оптимум является не вторым, а третьим оптимумом рославльского межледниковья, сведения о наличии которого появились в последние годы (Горецкий, 1980; В. В. Писарева, 1980 г.).

Такая существенная разница в интерпретации одного и того же стратотипического разреза, основанная, главным образом, на палеоботанических данных, свидетельствует о том, что на данном этапе исследований невозможно однозначно судить о положении *in situ* или перетолженности растительных остатков.

Учитывая, при этом, геологическое строение Акуловского разреза, мы считаем, что имеется больше оснований относить всю межморенную толщу к единому межледниковью, что наличие поверхности размыва внутри этой толщи еще недостаточно для обоснования существования самостоятельного ледникового горизонта (окского) и может свидетельствовать о выпадении осадков второго оптимума. Таким образом, представляется, что разрез Акулово (Одинцово) может служить по-прежнему стратотипом днепровско-московского горизонта среднего плейстоцена.

Как отмечалось выше, вторым стратотипическим районом для осадков одинцовского горизонта является рославльская группа разрезов в Смоленской области, в бассейне верхнего Днепра и верхней Десны.

Наиболее полные разрезы у сел Подруднянское, Глазово и Красный Бор могут служить гипостратотипами днепровско-московского межледниковья. По спорово-пыльцевым спектрам в нижней части озерных межледниковых отложений отмечается резкий максимум ели (до 55 %), выше наблюдается максимум широколиственных пород, представленных в основном дубом трех видов и вязом. Характерно отсутствие граба, пихты, малое количество орешника. Присутствие в этих же слоях значительного количества сосны из секции *Eupinus* в сочетании с такими травянистыми растениями как *Chenopodium botrys* L. *Kochia laniflora* (S. G. Gmel.), *Salsola ruthenica* Glijin хорошо подчеркивают ксерофитный характер флоры. Присутствие в слоях, отложившихся в течение первого (нижнего) климатического оптимума таких форм как *Azolla filiculoides* Lam., и сосны из секции *Strobus* В. П. Гричук рассматривает как доказательство среднеплейстоценового возраста осадков.

Вышележащие осадки характеризуются преобладанием пыльцы сосны и березы. В верхней части отложений по составу флоры отмечается второй климатический оптимум. В спорово-пыльцевых спектрах этой части разреза помимо дуба и вяза, наблюдается большое количество липы (*Tilia cordata* Mill., *T. platyphyllos* Scop.), лещины и граба (*Carpinus betulus* L.). Флора верхнего климатического оптимума менее ксерофильна.

В последние годы наряду с изучением стратотипа в Акулово — Одинцово проводили более детальные исследования (Шик, 1981) гипостратотипов (Подруднянский, Глазово и др.). Все исследователи отмечают полное сходство группы рославльских разрезов с таковым Акулово—Одинцово. Я. К. Еловичева (1980) выделяет в разрезе у с. Подруднянского девять фаз развития растительности и относит эти межледниковые отложения к среднему плейстоцену. С. Л. Бреслав, М. И. Маудина и М. Н. Валуева (1979 г.) в разрезе Глазово относят нижние межморенные слои (с глазовским оптимумом) к самостоятельному «глазовскому» межледниковью нижнего плейстоцена — второму подднепровскому. Таким образом вышележащая морена датируется окской. Перекрывающие ее озерные слои считают «лихвиноподобными», а верхнюю морену сопоставляют с днепровским горизонтом. Таким образом, также как и по разрезу стратотипа, предлагаются две взаимоисключающие точки зрения.

Восточнее, в Подмоскovie отмечается еще несколько местонахождений озерных осадков, которые относятся к одинцовскому межледниковью — Перерва в г. Москве, Горки на р. Колочь, Ильинское на р. Москве и др. (Данилова, 1959; Кригер и Москвитин, 1961). Два достаточно полных разреза с одинцовскими отложениями установлены в Загорском районе у сел Веригино и Скобелево. На спорово-пыльцевых диаграммах, полученных по межморенным озерным осадкам (данные М. Н. Валуевой) выделяются два оптимума и разделяющее их похолодание, характерные для условий одинцовского межледниковья (Бреслав, 1971). На восточной окраине г. Москвы в районе г. Балашихи (у бывш. д. Максина), находится разрез, широко известный в литературе и относившийся к лихвинскому (А. И. Москвитин, 1954 г.), иванов-

скому (Москвитин, 1976), рославльскому (Бреслав, 1971; С. М. Шик, 1974 г.) и второму верхнеплейстоценовому (В. П. Гричук, 1961 г.) межледниковьям. Последние исследования В. В. Писаревой, Ф. Ю. Величкевича и С. М. Шика (1979) показали, что в разрезе Балашиха (Максино) над днепровскими отложениями залегают озерные осадки, нижняя часть которых характеризуется как глазовский (нижний) оптимум рославльского межледниковья. Особый интерес представляют верхние слои озерной толщи с торфяниками. В ее основании фиксируется значительное похолодание, а в вышележащих слоях — потепление межледникового типа, на что указывает количество пыльцы широколиственных пород около 15 %. Показательными для среднего плейстоцена являются хвойные типа *Picea sect. Omorica*, *Pinus sect. Storobus*, а также пихты. Растительные остатки из этих слоев имеют сходство с флорой лихвинского межледниковья, но по составу безусловно беднее. При этом по мнению В. В. Писаревой верхний оптимум, характеризующий заключительную фазу рославльского межледниковья, является третьим оптимумом, который теперь устанавливают в ряде разрезов на Русской равнине особенно в Белоруссии. По мнению Ф. Ю. Величкевича верхние озерные слои с межледниковой флорой относятся к лихвинскому межледниковью, которое он в соответствии со взглядами Л. Н. Вознячука, рассматривает как послерославльское.

Также дискуссионной является трактовка стратиграфического положения и возраста разреза Бибирево в 11 км севернее г. Иваново. В связи с этим стоит проблема выделения А. М. Москвитиным (1967) ивановского (первого доднепровского) межледниковья, о чем говорилось выше. Представляется, что более обоснованы выводы С. Л. Бреслава (1971) и Л. В. Калугиной (1969 г.), которые считают осадки в разрезе Бибирево одинцовскими. По мнению С. Л. Бреслава (1971) А. И. Москвитин относит бибиревский и максинский разрезы к доднепровским из-за неверного толкования возраста перекрывающей морены как днепровской. По материалам съемки сейчас достаточно точно доказано, что в районе Москвы верхняя для этих мест морена, перекрывающая максинские осадки, имеет московский возраст. Московский ледник перекрывал Ивановский зандр и конечные морены в районе г. Иваново, т. е. здесь верхняя морена, перекрывающая бибиревские осадки, также является московской. Это положение, однако, не соответствует более позднему взгляду С. Л. Бреслава (см. выше). Кроме того, спорово-пыльцевые диаграммы в Максино и Бибирево, похожие друг на друга, отражают не полный цикл одинцовского межледниковья. В 1980 г. по результатам новых палинологических исследований скважин в районе Бибирево В. В. Писарева дает следующую трактовку разреза. Над днепровской мореной выделяется глазовский оптимум рославльского межледниковья, отделенный от верхнего оптимума, сопоставляемого ею с балашихинским (максинским), сильным похолоданием ранга оледенения. Таким образом В. В. Писарева предполагает теперь выделять между днепровским и московским оледенением два межледниковья, разделенные оледенением, а не два оптимума одного межледниковья. Необходимо отметить, что во многих рассмотренных разрезах наблюдается много перерывов, и нигде не улавливается второй (собственно рославльский) оптимум одинцовского межледниковья. Поэтому до сих пор не может быть принято однозначного решения.

На территории Ярославско-Костромского Поволжья также имеются разрезы с осадками одинцовского межледниковья, главным образом в районе г. Галича. А. И. Москвитин (1967) выделяет в них три климатических оптимума (самый верхний — галичский — «пепеловским похолоданием» под ним). Два нижние оптимума А. И. Москвитин сопоставляет со смоленскими разрезами, считая, что костромские разрезы с тремя оптимумами более полны и наиболее характерны для одинцовского межледниковья. Разрез с палинологически охарактеризованными осадками одинцовского горизонта вскрыт скважиной на оз. Неро у

с. Дарцево в Ростовском районе Ярославской области. Межледниковые осадки представлены здесь торфом с гиттиями и глинами с растительными остатками. По спорово-пыльцевой диаграмме отмечаются ясные черты сходства со стратотипическими разрезами в Смоленской области (Бреслав, 1971).

На Окско-Донской равнине, по данным М. И. Маудиной (1968) и С. М. Шика и М. И. Маудиной (1979), известно 8 палеонтологически изученных разрезов озерных отложений рославльского межледниковья. Среди них наиболее полными являются разрезы у деревень Польное Лапино, Изосимово, Западная Старинка в районе г. Мичуринска и хут. Нижнедолговский и Верхнедолговский Нехаевского района Волгоградской области в бассейне р. Хопер. Во всех этих разрезах обнаружен лишь нижний (глазовский) климатический оптимум и частично последующее похолодание (подруднянское). Только в двух разрезах — у ст. Селезни и у г. Тамбова (скв. 15) установлен верхний оптимум (рославльский), но в них отсутствуют низы межледниковой толщи. Во всех случаях осадки рославльского межледниковья залегают выше днепровской морены и покрываются лишь покровными лессовидными суглинками. По составу спорово-пыльцевых спектров рославльские отложения, по мнению авторов, несомненно моложе лихвинских, и характеризуются иным типом развития растительности*. Другая точка зрения на стратиграфическую позицию межледниковых отложений разрезов Польное Лапино, Селезни и Зеленсовхоз предложена М. Н. Грищенко (1976). Он считает, что осадки, перекрывающие межледниковую толщу в скв. 450 (Польное Лапино), представлены моренными, а не озерными отложениями, как это полагала М. И. Маудина. Положение между двумя моренами, богатые спорово-пыльцевые спектры с очень большим участием широколиственных пород, по сравнению со спектрами одицовского межледниковья, дало основание М. Н. Грищенко считать эти отложения лихвинскими, нижнюю морену — окской, а верхнюю — днепровской.

По мнению А. А. Величко и В. П. Ударцева (Возраст и распространение максимального оледенения... 1980), возраст этих межледниковых осадков также принимается как лихвинский, но они не выделяют верхней морены, а нижнюю считают окской, причем в отличие от М. Н. Грищенко, эту морену они считают основным горизонтом донского ледникового языка.

Р. В. Красненков, Ю. И. Иосифова и др. (1980) рассматривают озерные отложения в разрезах Польное Лапино, Мучкап, Коротояк, Нижнедолговский как нижнеплейстоценовые, которые содержат пыльцевые спектры «рославльского типа» (Нижнедолговский, Польное Лапино) и тираспольскую фауну грызунов (Мучкап, Коротояк). При этом нижележащая донская морена считается вторым доднепровским ледниковым горизонтом и предполагается, что выше — между этими озерными осадками и лихвинскими отложениями — должен располагаться не выявленный пока перигляциальный аллювий, соответствующий окскому оледенению (первому доднепровскому).

Белоруссия. Отложения днепровско-московского времени выделяются здесь как осадки шкловского межледникового горизонта. В настоящее время на территории Белоруссии известно более 100 разрезов со шкловскими межледниковыми осадками, значительная часть которых изучена палеоботаническими методами. Стратотипом шкловских отложений является разрез Нижинского дна на р. Днепре в г. Шклове в северо-западной Белоруссии (Н. А. Махнач, В. А. Кузнецов, Е. П. Мандер, 1970; Я. К. Еловичева, 1971 г., 1979; Э. А. Крутоус, 1974 г.; Ф. Ю. Величkevич, 1971 г. и др.).

* В более поздних работах (Комплексное изучение..., 1981) эти осадки С. М. Шик относит к нижнему плейстоцену.

Межледниковые межморенные осадки вскрываются в стенке оврага и представлены торфом мощностью не менее 5 м. Слои несколько нарушены пликативными гляциодислокациями. В результате палеоботанических исследований установлены двенадцать фаз развития растительности от конца днепровского оледенения до начальных фаз сожского оледенения. В стратотипе межледниковых слоев установлено два климатических оптимума, разделенные сложным промежуточным похолоданием. Над верхним оптимумом намечается третье потепление типа интерстадиала.

В качестве опорного разреза шкловского межледниковья может служить разрез у д. Костеши Любанского района Минской области (А. Т. Логойко, Я. К. Еловичева, 1975; Еловичева, 1979). В этом разрезе вскрыт полный разрез шкловских отложений мощностью 2 м, представленный озерными осадками, лежащими на ледниковых осадках днепровского возраста. По составу растительности и флоре установлено девять фаз в течение межледниковья.

Наиболее представительными разрезами шкловского межледниковья являются Малькевичи, Брянчицы, Борки, Ивашевичи (Махнач, 1971); Красная Дуброва, Березино (М. М. Цапенко, Н. А. Махнач, 1966 г.; Еловичева, 1979), Старобин, Углы (Н. А. Махнач, 1966 г.), Пиваши (Г. П. Баландзин, Н. А. Махнач, 1971 г.), Лехи (Вознячук, Пузанов, 1967) и др.

Характеристика шкловского межледниковья по данным палеоботаников (главным образом палинологов) сходна с характеристикой рославльского межледниковья, установленного для центра европейской части СССР: в осадках отмечается два четких максимума широколиственных пород, разделенных похолоданием. Я. К. Еловичева (устное сообщение, 1980) предлагает для этих оптимумов названия — любанский (нижний, глазовский) и лысогорский (верхний, рославльский). Во время климатических оптимумов наблюдается одновременное появление и кульминация пыльцы термофильных пород — ольхи, орешника. Нижний оптимум отличается преобладанием ксерофильных пород (дуб, вяз, лещина), в верхнем преобладают граб, сосна, ель и береза. При этом отличительными чертами белорусских разрезов является высокое содержание *Corylus avellana* (~97 %) во время нижнего оптимума и значительное участие *Pinus silvestris* *Picea excelsa* во время верхнего оптимума. По мнению Я. К. Еловичевой (1979) все указанные особенности свидетельствуют о своеобразии климатических условий шкловского межледниковья и позволяют отличать его от налибокского, александрийского и муравинского.

В последние годы в Белоруссии в разрезах шкловского межледниковья обнаружен третий (верхний) климатический оптимум у деревень Язвены и Борки в Беловежской пуще к северо-востоку от Бреста, Незбодичи в бассейне р. Нарев, а в детально изученном разрезе Красная Дуброва (к юго-западу от г. Гомеля) выявлены все три оптимума*. Третий пик потепления, названный язвинским, незбодическим (Горецкий, 1980) по составу спорово-пыльцевых спектров и флоре имеет некоторое сходство с лихвинским межледниковьем. Так Г. И. Горецкий (1980) считает, что в стратотипе Акулово (Одинцово) верхний оптимум, принимаемый С. Л. Бреславом, М. И. Маудиной и М. Н. Валуевой за лихвин, и есть третий «лихвиноподобный» оптимум рославльского (среднеплейстоценового) межледниковья. Возраст осадков, характеризуемых этим оптимумом, подтверждается результатами буровых работ в районе д. Борки, где на нескольких геологических профилях ясно видно соотношение венедских, александрийских и язвинских (незбодических) отложений, которые лежат выше.

Таким образом, как явствует из фактического материала, во многих вновь изученных разрезах одинцовских осадков в центральных рай-

* В этом разрезе древние диатомовые.

онах РСФСР и Белоруссии отмечаются перерывы. Во многих случаях сохранились только нижние части межледниковой толщи (глазовский оптимум), а иногда наблюдаются лишь самые верхние слои с язвинским (незбодичским) оптимумом, который ошибочно принимается за лихвин. А это, как было сказано выше, дает повод к существенному пересмотру стратиграфической схемы.

В связи с этим, вслед за Г. И. Горецким (1980) можно сказать, что пока нет основания менять стратиграфическое положение одинцовско-рославльско-шкловских осадков и соответствующего стратиграфического горизонта в среднем плейстоцене. Это не исключает того, что в дальнейшем могут быть найдены слои более древнего возраста (нижнеплейстоценовые?), палеоботаническая характеристика которых может иметь сходство с рославльскими. На такие данные указывает Б. Н. Гурский (1974) и С. М. Шик (Доклад на заседании Комиссии по изучению четвертичных отложений, 1980).

Прибалтика. В составе угандского надгоризонта в региональной стратиграфической схеме Прибалтики 1978 г., как отмечалось выше, выделяется среднеугандский горизонт по названию среднеугандской подсвиты Эстонии. Осадки этой подсвиты сопоставляются с одинцовским горизонтом формально, так как пока на территории Эстонии не найдено межледниковых или мегаинтерстадиальных отложений соответствующего возраста. Аналоги одинцовских осадков были обнаружены в 60-х годах на северо-западе Латвийской ССР у деревень Руцава, Деселе, Яуншкнери, у г. Краслава (Гринбергс, Ульст, 1960; Гричук, 1961 г.; Springis 1961 г.). М. Я. Крукле (1977) относит к одинцовскому горизонту межледниковые осадки в скв. Пунишки (Жидини), в которых отмечаются два климатических оптимума с похолоданием между ними. Однако в настоящее время межледниковые отложения во всех указанных разрезах признаны как более древние и таким образом на территории Латвии отложения одинцовского возраста не выделяются.

В Литве в составе жеймянской свиты многими исследователями выделяются межледниковые осадки снайгупельской подсвиты. Стратотипом является местонахождение озерных отложений в окрестностях г. Друскининкай в долине р. Нямунас на рч. Снайгупеле, из других разрезов наиболее представительными являются Буйвиджай, Валакампай. В составе снайгупельского межледниковья устанавливается 7 фаз развития растительности (Кондратене, 1965; Решения межведомственного регионального совещания... 1978). Однако некоторые исследователи (В. П. Вонсавичюс, В. А. Балтрунас, 1974 г.) считают, что снайгупельские отложения, в том числе и в стратотипе, имеют более молодой возраст.

Северо-запад европейской части РСФСР. В северо-западных областях рассматриваемого региона, а также в Карелии межледниковые одинцовские осадки известны в немногих местах. Здесь они представлены озерными и аллювиальными осадками, залегают на глубине 20—75 м и лишь в нескольких пунктах обнажаются на поверхности (р. Свирь), мощность их различна — от 1 до 15 м. В южном Прионежье (р. Тукша), где имеется наиболее полный их разрез (Апухтин, Экман, 1967; Буслович, Спиридонова и др., 1969), а также у с. Вилга в центральной части Онежско-Ладожского перешейка, в среднем течении р. Онеги у с. Ожбалово, в бассейне верхней Сухоны. Условно они выделяются в центральной части Вологодской области (В. Б. Соколова, 1968 г.). Полный разрез одинцовских осадков изучен И. В. Котлуковой (Д. Б. Малаховский, 1972 г.) в районе г. Вологды у д. Горки. Аналогичные осадки выделяются и южнее на восточном склоне Валдайской возвышенности и на Судомской возвышенности в Псковской области.

Палеоботаническая характеристика разрезов свидетельствует о межледниковых условиях (преобладание лесной растительности с присутствием широколиственных пород до 5—20%). Отнесение слоев к одинцовскому межледниковью в большинстве случаев определяется их

положением в разрезе, где они являются третьим и четвертым сверху горизонтом межморенных отложений. В этих районах нет разрезов, спорово-пыльцевая характеристика которых отражала бы два климатических оптимума, разделенных похолоданием.

Украина. На севере Украины и в среднем Приднепровье осадки единцовского горизонта представлены аллювием, который образует доколлек III надпойменной террасы Днепра, а на водоразделах — комплекс кайдакских погребенных почв. Кайдакские почвы в ледниковой зоне представлены бурыми суглинками со следами почвообразования и южнее серыми лесными почвами. Они обычно имеют четкий генетический профиль, близкий к современным почвам этого типа, средняя мощность почв 1,4 м. Кайдакские почвы исследованы спорово-пыльцевым методом в разрезах Прилуки, Чигирин, Вязовок. Во всех спектрах пыльца древесных составляет 40—60 %, среди них доминируют сосна, ель, ольха, орешник. Климатический оптимум проявляется в участии широколиственных пород (дуба и вяза). Присутствие широколиственных пород в верхней и нижней частях кайдакских осадков, возможно, указывает на два климатических оптимума этого межледниковья (особенно хорошо это прослеживается в разрезе Чигирин). В средней части отложений в составе пыльцы полностью отсутствуют широколиственные, из древесных присутствует лишь сосна, увеличивается количество травянистых растений. Таким образом и в погребенных почвах на Украине улавливаются черты сходства в развитии климата в течение единцовского межледниковья со средней полосой Русской равнины. Малакофауна содержится в кайдакских почвах в небольшом количестве, однако, она довольно четко отличается от фауны ниже- и вышележащего лессовых горизонтов (Опорные разрезы... , 1969).

На севере Правобережной Украины в Житомирской области единцовские отложения обнаружены между двумя моренными толщами в нескольких разрезах. На окраине г. Малин в карьере кирпичного завода моренные суглинки разделены пачкой водноледниковых песков с прослоями озерных суглинков, в которых по спорово-пыльцевой диаграмме выделяются межледниковые отложения с двумя климатическими оптимумами и похолоданием между ними. Состав растительности свидетельствует о ксерофитных условиях в периоды потеплений. Аналогичные данные получены по горизонту погребенной почвы из разреза у г. Родомышль. Термолюминесцентное исследование этих разрезов показало, что корреляционные индексы московской морены сопоставимы и составляют 0,31—0,33, единцовские водные осадки — 0,41, а погребенные почвы — 0,50. Осадки днепровского ледникового комплекса — 0,75—0,90 усл. ед. (Христофорова, Шелкопляс, 1976).

На западе Украины и Волынской возвышенности в составе надморенной лессово-почвенной серии осадков в разрезах у д. Боянич, д. Коршево и других выделяется коршевский почвенный комплекс, состоящий из двух почв. Верхняя представлена полнопрофильной мощной черноземовидной почвой, нижняя выражена слабее. По представлениям А. Б. Богуцкого, А. А. Величко и др. (Опорные разрезы... , 1980) коршевский комплекс отвечает одному из доднепровских потеплений среднего плейстоцена, однако коршевские почвы залегают на лессовом горизонте, под которым ими же выделяется луцкая ископаемая почва, отвечающая лихвинскому межледниковью. В связи с этим представляется возможной и другая трактовка возраста коршевской почвы: лёсс над луцкой почвой — днепровский, коршевская почва — единцовская, а вышележащий лёсс под гороховской почвой — московской.

Северо-восток европейской части СССР. В пределах северо-востока единцовские отложения представлены континентальными и морскими осадками. Они обычно залегают под одним или несколькими ледниковыми толщами. Морские осадки приурочены к области распространения северной трансгрессии, которая в виде заливов проникала в низовья рек, впадающих в Белое и Баренцево моря (Яковлев, 1947). Они изу-

чены в обнажениях по р. Пезе у с. Елкино и в скважине у д. Сафоново (Э. И. Девятова, Э. И. Лосева, 1964 г.; В. Г. Легкова, 1965 г.), на западном побережье п-ва Канина (Спиридонов и Яковлева, 1961), на побережье Чешской губы. В Северо-Двинской депрессии В. П. Гриб и Э. С. Плешивцева (1965 г.) описали их как осадки лихвинского межледниковья, однако, это оспаривалось В. Г. Легковой (1967 г.), которая считает их осадками северной трансгрессии. Мощность морских отложений достигает 45—55 м. Они представлены обычно темно-серыми глинами, переслаивающимися с песками и супесями. В отличие от осадков бореальной трансгрессии в них преобладают арктические и арктобореальные виды моллюсков. Состав спорово-пыльцевых спектров указывает на климатические условия теплее современных.

В нижнем течении Вычегды В. М. Янковский в 1936 г. в районе д. Кулига и ниже устья р. Верхняя Лупья обнаружил морские отложения с фауной моллюсков, залегающие между двумя моренами, которые С. А. Яковлевым (1947) были отнесены к северной, т. е. одинцовской трансгрессии. Они представлены преимущественно песчаными осадками мощностью менее 20 м. Преобладание в их составе циприновой фауны свидетельствует о достаточно теплых условиях морского бассейна. Судя по высоте залегания осадков северной трансгрессии, ее уровень достигал 85—90 м. Выше по Вычегде, также как и по направлению к Тиману, морские одинцовские осадки переходят в озерные. Однако в последующие годы при геологической съемке нигде по долине Северной Двины, т. е. севернее долины Вычегды не были обнаружены морские осадки, залегающие стратиграфически ниже морских слоев бореальной трансгрессии. Поэтому теперь высказываются сомнения в существовании осадков северной трансгрессии на р. Вычегде (В. Н. Копылова, 1980 г.). На среднем Тимане (Матвеева, 1962) озерные отложения, коррелятивные северной трансгрессии, являются основным опорным стратиграфическим горизонтом.

Морские осадки одинцовского возраста выделяются и восточнее Тимана в Малоземельской и Большеземельской тундрах в составе средней части роговской свиты (см. выше). Южнее широтного колена р. Печоры они переходят в толщу озерных и аллювиальных отложений, которые широко распространены по всему бассейну средней и верхней Печоры и имеют мощность до 30—40 м. Л. А. Кузнецова (1971), относит их к микулинскому межледниковью, что сомнительно, так как эти осадки перекрываются на Средней Печоре не калининской, а московской мореной.

По данным А. С. Лаврова (1968 г.) аллювий одинцовского межледниковья на Вычегде достигает 50 м мощности. По спорово-пыльцевым данным в этих районах были развиты елово-березовые леса с незначительной примесью дуба, орешника и ели из секции *Omorica*.

Московский горизонт

Московский горизонт получил свое название от верхней морены развитой в Подмоскovie, которую в 30-х годах считали стадиальной мореной днепровского оледенения. После установления в 1946 году одинцовского межледниковья, верхнюю морену в московском страторегионе стали относить ко второму среднеплейстоценовому московскому оледенению. Это оледенение имело меньшие размеры по сравнению с максимальным. Граница его проводится от Бреста на западе вдоль северного края Припятского Полесья на Бобруйск, Калугу, Малоярославец и далее, южнее Москвы, вдоль северного борта Мещерского зандра на Владимир, г. Плес на Волге, верховья рек Унжи, Вохмы и Лузы, на с. Усть-Кулом на Вычегде и верховья Печоры, где около 61° с. ш. пересекает Северный Урал и смыкается в Западно-Сибирской низменности с границей тазовского оледенения. Ледники москов-

ского оледенения распространялись из Фенноскандинавского, Новоземельского и Урало-Пайхойского центров.

В зоне развития осадков московского оледенения широко распространены мощные гряды краевых аккумулятивных образований: Волковысские и Новогрудские высоты, Ошмянская и Минская возвышенности в Белоруссии, Смоленско-Московская гряда, Вяземские высоты, Клинско-Дмитровская, возможно Данилово-Грязовецкая, и Галичско-Чухломская гряда (Заррина, Краснов, 1965). К югу от границ московского оледенения в перигляциальной зоне в долинах образовывались аллювиально-флювиогляциальные осадки (долинные зандры), которые южнее переходят в аллювий московского времени, слагающий верхние горизонты третьих надпойменных террас крупных рек Русской равнины. Ледниковые осадки московского оледенения достаточно хорошо сохранились и вскрываются во многих обнажениях и скважинах. Наиболее четко они выделяются в центральных районах Русской равнины и в Белоруссии. Здесь они хорошо изучены и их стратиграфическое положение устанавливается по соотношениям с нижележащими — одиновскими и перекрывающимися их миккулинскими межледниковыми отложениями.

В настоящее время намечается возможность расчленить московский горизонт на две части, отвечающие двум стадиям московского оледенения. Двухстадийность московского оледенения подтверждается стратиграфическими и геоморфологическими данными.

Однако недостаточная палинологическая характеристика внутримосковского межстадиала пока не дает возможности точно коррелировать стадии московского оледенения в разных районах. В Центральных районах и особенно в Белоруссии по краевым ледниковым образованиям четко оконтуриваются максимальная граница распространения льдов московского оледенения и несколько стадий его отступления.

Северо-запад европейской части РСФСР. На северо-западе региона в отличие от центральных районов московские ледниковые отложения погребены под более молодыми ледниковыми осадками и вскрываются чаще в скважинах на глубине нескольких десятков метров. Только на северо-востоке Кольского полуострова московская морена мощностью до 1,5 м сохранилась на поверхности на небольших участках, так как здесь она не перекрыта верхнечетвертичными осадками (Н. И. Апухтин, И. М. Экман, 1967 г.).

В целом на северо-западе мощность московских ледниковых осадков колеблется в пределах 1—15 м, на Валдайской возвышенности в Предглинтовой низменности и Приильменской низине — до 25—60 м. От вышележащих четвертичных морен московская морена в этих районах отличается серо-зелеными оттенками, преобладанием среди грубообломочного материала осадочных пород, большей плотностью и глинистостью. По положению в разрезе в районах к северу от Валдайской возвышенности московская морена является третьим сверху ледниковым горизонтом.

Межстадиальные отложения выделены на северо-западе — у с. Токсово под Ленинградом, в северо-западном Приладожье (Д. Б. Малаховский, 1972 г.) и в Вологодской области (Ауслендер, Гей, 1967; В. И. Хомутова, 1970 г.).

Прибалтика. В региональной схеме Прибалтики (Решения... 1978) ледниковые отложения московского оледенения выделяются как верхнеугандийский горизонт, входящий в состав угандийского надгоризонта. Как отмечалось выше, в Прибалтике среднелейстоценовые горизонты морен трудно различаются в разрезах. Приблизительное расчленение морен на два горизонта, в основном, устанавливается по литологическим особенностям, минеральному и петрографическому составу. В частности, по составу валунов в морене и их ориентировке можно говорить, что ледниковый покров, отложивший московскую морену, двигался

ся с север-северо-запада, в отличие от днепровского, который имел меридиональное направление движения.

В Эстонии осадки этого горизонта (верхнеугандиская подсвета) представлена моренами коричневого цвета в предглинтовой области (Суур-Прангли, Юминда) и серой окраски — на Северо-Эстонском плато и на юге республики. Широко распространены водно-ледниковые осадки этого возраста. Мощность ледниковых осадков достигает 70 м (Раукас, 1978). В Литве выделяется мядининская подсвета ледниковых осадков с ареальным страторегионом на Мядининкайской возвышенности. В моренах содержатся валуны северо-шведских кристаллических пород (Гайгалас, Раукас, 1965; А. И. Гайгалас, 1977 г., 1979).

Белоруссия. В Белоруссии московские ледниковые осадки широко развиты в северной части республики. Они выделяются в сожский ледниковый горизонт. Здесь они слагают основные формы рельефа, достигая 90 м в зоне развития краевых образований.

Ледниковые осадки залегают на абс. высоте 220—260 м. В низменностях морена часто размыта, как например в Полоцкой низине. К югу от максимального распространения сожского (московского) оледенения — в Полесье широко развиты водно-ледниковые осадки, образующие обширные зандровые поля. Состав собственно моренных отложений очень пестрый, особенно это видно в строении краевых образований (А. В. Матвеев, 1971 г.; Махнач, 1971). В Белоруссии в последнее время описано около 30 разрезов с межстадиальными осадками московского оледенения — горецкими слоями, разделяющими ледниковые отложения могилевской и славгородской (максимальной) стадий. К ним относятся озерные отложения с торфянистыми прослоями мощностью не более 15—20 м (Б. Н. Гурский, 1965 г., 1974; Махнач, 1971).

Г. И. Горецкий (1970) между микулинским и рославльским горизонтом выделяет два ледниковых горизонта — сожский и московский, разделенные дубровскими (одинцовскими) интерстадиальными слоями. При этом московское оледенение он считает стадией сожского оледенения. Однако такое строение не подтверждается при геологической съемке.

Украина. По мнению большинства исследователей граница московского оледенения в западной части Русской равнины проводится в пределах Белорусского Полесья (С. А. Яковлев, 1956 г.; Кригер, Москвитин, 1961; Карта четвертичных отложений Европейской части СССР. . . Масштаб 1 : 1 500 000, 1971; М. М. Цапенко и Н. А. Махнач, 1959; Гурский, 1974 и др.). Однако А. М. Маринич (1963 г.) считает, что московское оледенение проникло на территорию Украины, южнее Волынской моренной гряды и далее в пределы Житомирского и Киевского полесий примерно по линии Мощаницы — Малин — Киев. Севернее этой границы во многих разрезах, по его мнению, устанавливаются два моренных горизонта. Б. Д. Возгрин (1976), Т. Ф. Христофорова и В. Н. Шелкопляс (1976) подтверждают эту точку зрения по материалам съемочных работ, в результате которых во многих скважинах и разрезах обнаружены два моренных горизонта, разделяющие их водные осадки и погребенные почвы (кайдакские), а также краевые ледниковые формы московского оледенения на междуречье Ирпень и Днепр.

В области днепровского ледникового языка на поверхности III надпойменной «безморенной» террасы Днепра и его притоков залегают аллювий тясминского горизонта, мощностью 1—3 м. Водораздельные образования этого горизонта представлены лёссами и покровными необлессованными суглинками.

По спорово-пыльцевым спектрам из разрезов Чигирин и Прилуки можно сделать вывод о существовании в тясминский (ледниковый на севере) период растительности холодной степи. Находки малакофауны в осадках тясминского горизонта редки, ее состав свидетельствует о холодных и влажных условиях.

Центр европейской части РСФСР. В центральных районах ледниковой зоны осадки московского горизонта обычно представлены основной мореной — валунными суглинками и супесями краснобурых оттенков, в различной степени известковистыми. Московская морена содержит относительно меньшее количество кристаллических валунов по сравнению с днепровской. Мощность московских ледниковых осадков довольно постоянная и колеблется в пределах 10—30 м. Лишь в области краевых образований она увеличивается до 50—60 м, а в районе Клинско-Дмитровской гряды достигает 90—100 м (Бреслав, 1971). А. И. Москвитин (1946) установил, в основном по морфологическим данным, бронницкую (максимальную) и икшинскую стадии. Межстадиал московского оледенения наиболее четко выделен В. В. Писаревой (1965) на территории Костромской области. Здесь по нескольким разрезам в межстадиальных осадках выделяются четыре фазы развития растительности, сменяющие друг друга в течение всего костромского межстадиала. Расщепление московской морены на два подгоризонта межстадиальными слоями установлено в Ивановской области Л. В. Калугиной (1969 г.) в районе Галича (С. И. Гольц, 1963 г.; С. И. Гольц, А. В. Журавлев, 1968 г.), в Верхне-Волжской низине и на южной окраине Молого-Шекснинской впадины (Бреслав, 1971).

Выше отмечалось, что некоторые исследователи не признают самостоятельности московского оледенения; считают его стадией днепровского. Кроме того, в некоторых районах, в частности, в районе одинцовского стратотипа, в Смоленской и Московской областях московскую морену стали датировать как днепровскую, что существенно сократило площадь распространения московских ледниковых осадков. В связи с этим сейчас существуют различные мнения о положении границ московского оледенения.

Северо-восток европейской части РСФСР. В пределах Архангельской области и Коми АССР осадки московского горизонта представлены континентальными ледниковыми отложениями. Широко распространены краевые ледниковые образования. Только на крайнем севере — в приморских областях — в низовьях Сев. Двины, Мезени и Печоры встречаются ледниковые отложения, содержащие значительное количество остатков морской фауны, что некоторыми исследователями трактуется как доказательство их морского или ледниково-морского происхождения. В таких случаях эти отложения относятся к верхам роговской свиты (Яхимович, Немкова, Семенов, 1973; Зархидзе, Семенов, 1972). Однако наличие в морене штрихованных эрратических валунов, а также типичных гляциодинамических и мерзлотных текстур служит основанием для оспаривания морского генезиса морен. В моренах встречаются многочисленные разновозрастные палеонтологические остатки, принадлежащие экологически несовместимым видам, переотложенным из мезозойских, кайнозойских и четвертичных морских осадков. Это также может служить доказательством ледникового происхождения вмещающих отложений (А. С. Лавров, 1973 г.; Гуслицер, 1972; Лаврушин, 1976).

В Печорском бассейне намечается двустадийность московского оледенения, которая отразилась в формировании двух уровней моренной равнины, более низкая на уровне 120—150 м и высокая на высотах более 150 м. В верховьях Вычегды и на Верхней Печоре, в бассейне Сев. и Южной Мылвы, устанавливается мощный пояс краевых образований, фиксирующий южную максимальную границу распространения московского оледенения (Астахов, 1972). К югу от него развиты обширные водораздельные зандровые равнины и долины стока ледниковых вод. К более низкому уровню приурочены долинныя зандры (А. С. Лавров, 1968 г., 1973 г.).

Морена московского оледенения, относящаяся к скандинавскому центру, отмечается на Тимане, в бассейне средней Вычегды и на севере Кировской области. Здесь днепровская и московская морены четко

различаются по составу валунов. Днепровская морена содержит валунно-галечный материал только местного и урало-тиманского происхождения, в то время как в московской морене содержатся породы Карелии и Кольского полуострова. Московская морена представлена здесь обычно коричнево-бурыми валунными суглинками и супесями, мощностью от 1—2 до 6—8 м. В бассейне р. Печоры морена принадлежит Урало-Пайхойскому центру оледенения. К югу от границ распространения московского оледенения в долинах рек Вычегды, Камы и Печоры развиты аллювиальные отложения, слагающие верхнюю часть третьих надпойменных террас. В Горьковском Поволжье аллювиальный комплекс этого времени достигает мощности 20—25 м.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Согласно унифицированной региональной стратиграфической схеме европейской части СССР верхний плейстоцен (верхнее звено плейстоцена) расчленяется на четыре горизонта — микулинский, калининский (нижневалдайский), молого-шекснинский (средневалдайский) и ошашковский (верхневалдайский). Три верхние горизонта объединяются в валдайский надгоризонт, соответствующий большому валдайскому (вюрмскому) ледниковью.

Существует обширная литература по стратиграфии верхнеплейстоценовых отложений, в том числе много монографий и сводных работ, содержащих детальные стратиграфические схемы. В некоторых районах ледниковой зоны верхнеплейстоценовые отложения расчленены не только на горизонты, но и на стадийные и осцилляторные слои, возраст которых точно сопоставлен со шкалой абсолютной хронологии. Однако отсюда не следует, что проблема разработки детальной хроностратиграфической схемы верхнего плейстоцена уже окончательно разрешена. Имеется много дискуссионных проблем и даже по вопросу о количестве ледниковых и межледниковых эпох в верхнем плейстоцене. Как известно в центральной Европе обычно применяется схема расчленения большого вюрма на три стадии, разделенные только межстадийными осадками. Во многих областях, в частности в Прибалтике и БССР, в толще ледниковых отложений большого вюрма—валдая обнаруживались только разобщенные межстадийные слои, в которых не было установлено резко выраженных климатических оптимумов, характерных для межледниковых осадков. Но в течение последнего десятилетия, в ряде районов СССР и за рубежом, были найдены более полные разрезы с межморенными слоями, в которых с помощью спорово-пыльцевого и карпологического анализов, были установлены климатические условия, близкие к межледниковым (мегаинтерстадиал). В отличие от микулинского этот интервал является более прохладным. В нем устанавливаются три оптимума, разделенные двумя фазами похолодания.

Теперь очевидно, что кроме многочисленных межстадийных слоев, содержащих внутри слои ниже- и верхневалдайского горизонтов, имеется значительная толща, разделяющая эти ледниковые горизонты. Эти межморенные осадки следует выделять в самостоятельный средневалдайский горизонт (рис. 2).

Микулинский горизонт

Отложения микулинского межледникового горизонта наиболее изучены по сравнению с отложениями других межледниковий. На территории Русской равнины они встречаются чаще, чем межледниковые осадки более древних межледниковий. Они обнаружены в естественных обнажениях и при бурении большого числа скважин. Морские фации представлены осадками бореальной трансгрессии на севере Русской равнины и земской — по побережью Балтийского моря.

Хроностратиграфическая схема верхнего плейстоцена и голоцена и кривая колебаний палеоклимата ландшафтных зон и края ледника на северо-западе и в центре европейской части СССР

Составители: И. И. Краснов, Е. П. Зарина, Е. А. Спиридонова

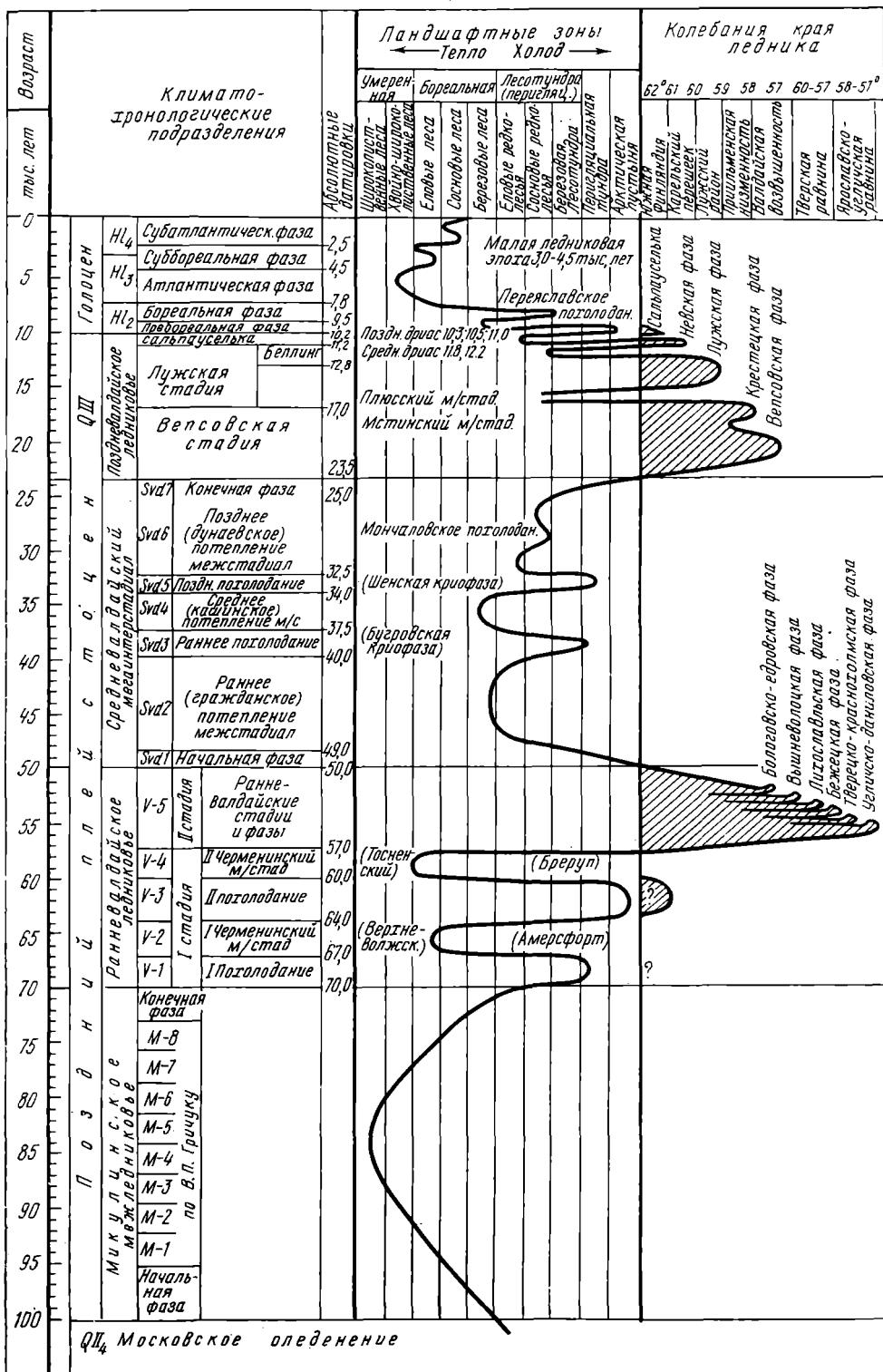


Рис. 2. Схема колебаний климата и края ледника на северо-западе и в центре Русской равнины в позднем плейстоцене

Континентальные фации микулинских осадков представлены озерными, озерно-аллювиальными, озерно-болотными и аллювиальными осадками. Они залегают в виде крупных линз на месте древних озерных водоемов и болот, а также являются нижним составным членом террасовых толщ, слагающих вторые надпойменные террасы крупных рек, к югу от пределов распространения осадков верхнечетвертичных оледенений. В разрезах водораздельных плато и равнин межледниковые осадки часто представлены погребенными почвами. Мощность континентальных микулинских осадков в целом не превышает 5—10 м. Они имеют типичную спорово-пыльцевую характеристику, которая с небольшими зональными отличиями присуща этим осадкам во всех районах северной половины европейской части СССР. Благодаря этому, а также большей сохранности и значительному распространению по сравнению с отложениями других межледниковий, этот горизонт, наряду с днепровским, является опорным для ледниковой зоны, несмотря на то, что его осадки не имеют сплошного распространения подобно отложениям ледникового ряда.

К настоящему времени на территории ледниковой зоны известно более ста разрезов, где микулинские межледниковые осадки изучены с помощью разнообразных стратиграфических и палеонтологических методов.

Продолжительность микулинского межледниковья оценивается по-разному (тыс. лет назад) — от 30 (от 70 до 100) до 50 (от 80 до 130).

Центр европейской части РСФСР. Стратотип микулинского межледниковья находится в пределах юго-восточной окраины Витебской возвышенности у с. Микулино Руднянского района Смоленской области. Он детально изучен и широко известен в литературе (А. В. Костюкевич-Тизенгаузен, 1932 г.; В. С. Доктуровский, 1931; А. И. Москвитин, 1950 г.; И. Н. Салов, 1954 г., 1963; С. А. Яковлев, 1956 г.; Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Русской равнины, 1961; И. П. Герасимов, Л. Р. Серебрянный, Н. С. Чеботарева, 1963 г. и др.).

Не менее показательным является разрез озерно-болотных межморенных, что очень существенно, осадков на р. Каспле (приток р. Зап. Двины) у с. Нижняя Боярщина в Смоленской области. Полнота разреза около этого села, по мнению В. П. Гричука (1961 г.), позволяет считать его гипостратотипом микулинского межледниковья. На основании изучения материалов, в основном по центральным районам Русской равнины В. П. Гричук (1950 г., 1961 г.) установил ход развития растительности в течение микулинского межледниковья для всей Русской равнины. По участию основных древесных пород в составе лесов выделяются восемь зон.

Помимо группы стратотипических разрезов, в Смоленской области известны полные разрезы, характеризующие все межледниковье (скв. у д. Рясна, на р. Меже у д. Ковали). Разрезы микулинских озерных осадков, не покрытые мореной — в области московского оледенения залегают под перигляциальными покровными и лессовидными суглинками (деревни: Новые Немыкары, Рахманово, Топорково, Дубрава, Новоселки, Пузырино, Гридино, Дрожжино, у г. Рославль).

В Подмосковье наиболее характерные разрезы изучены у сел Тропцкое, Потылиха, Ильинское на р. Яхроме, на р. Истре и др. (Бреслав, 1971). В верховьях Волги микулинские межледниковые осадки очень четко выделяются в разрезах на р. Мал. Коше и Дубенке. Разрез на Мал. Коше можно считать теперь одним из эталонных для характеристики микулинского межледниковья.

По новым материалам (Ананова, Заррина и др., 1973) в осадках прослеживаются все зоны развития растительности от начала межледниковья (M_1) до завершающих его стадий (M_7). Микулинский возраст подтверждается и находками *Salvinia natans*. Этот разрез можно считать опорным еще и потому, что над межледниковыми торфянистыми супесями, торфом и гиттиями теперь вскрыты осадки ледникового ком-

плекса, общей мощностью до 4 м. Следовательно район Верхней Волги относится к области распространения нижневалдайской (калининской) морены, а не московской, как это считали Н. С. Чеботарева и С. М. Шик (Рельеф и стратиграфия... , 1969) и др. Столь же полный разрез обнаружен авторами настоящего раздела и на р. Дубенке, в котором микулинские осадки также залегают между двумя моренами. Они охарактеризованы типичной для этого межледниковья спорово-пыльцевой диаграммой, находками большого количества семян *Brasenia schroeteri* S z a f.

В северо-восточной части Калининской области микулинские осадки, покрытые мореной, известны в г. Бежецке, у сел. Карабузино, Алхимково, Коськово, у г. Старица на Волге и др. Большинство этих разрезов изучено в последнее десятилетие при геологической съемке.

В Ярославской области в окрестностях г. Ростова в оврагах Черемошник, Шурскол, и близ деревень Левина Гора, Дебаловское обнажаются гиттии и торфяники с многочисленными растительными макроостатками и характеризующиеся типичной микулинской спорово-пыльцевой диаграммой (А. И. Москвитин, 1959 г.; В. Н. Сукачев, Р. Н. Горлова и др., 1958 г.; Новский, 1975; Горлова, 1968). В этих разрезах дискуссионным является главным образом генезис перекрывающей толщи, а следовательно и положение границ верхнеплейстоценовых оледенений.

В результате литологических исследований этих разрезов группой сотрудников МГУ (Разрезы отложений... , 1977) показано, что здесь распространены два моренных горизонта, а межледниковые отложения находятся в ненарушенном залегании. Вместе с тем авторы считают возможным относить эти межледниковые осадки к более древнему межледниковью — одинцовскому (рославльскому) на основании некоторых особенностей палинологической характеристики разреза Черемошник (правый отвершек). В. П. Гричук (1971 г.) также теперь относит органогенные осадки в Черемошнике к одинцовскому межледниковью. А в связи с этим нижняя морена датируется этими исследователями как днепровская, а верхняя — как московская. В тех же разрезах, где микулинской возраст озерно-болотных отложений неоспорим, перекрывающая толща отнесена к мореноподобной, солифлюкционной (Левина Гора, Дебаловское, отвершек оврага Черемошник — рч. Мазиха и др.). Таким образом дискуссионность проблемы не снята и после проведения более поздних исследований.

Аналогичная проблема касается и разрезов с озерными микулинскими отложениями в Костромском Поволжье. Большинство из них охарактеризовано детальными и полными спорово-пыльцевыми диаграммами, на основании которых можно датировать эти отложения — овраг Гремячка ниже г. Плес на Волге, у с. Черная Слуда на Костроме, группа разрезов в районе г. Галича — овраги Балчуг и Лобачи, у д. Горки, а также севернее — в окрестностях г. Чухломы (В. П. Гричук и М. П. Гричук, 1959; А. И. Москвитин, 1950 г., 1967 и др.).

На севере Ярославской области по Волге и ее притокам микулинские межледниковые озерные осадки часто наблюдаются в береговых обрывах в цоколе террас и перекрыты обычно маломощным аллювием (г. Андропов, на реках Яковке, Черемухе, Долгополке). Теперь подтверждено и при бурении скважин, что микулинские озерные осадки широко распространены в Ярославской области в пределах Молого-Шекснинской впадины, а также в долине Волги от г. Андропов до г. Ярославля. Озерный режим здесь повторялся неоднократно, в настоящее время можно считать доказанным, что в Молого-Шекснинской впадине и прилегающих районах распространены озерные осадки двух теплых эпох позднего плейстоцена. При этом частично эти осадки размыты, что создало сложную картину взаимоотношения слоев. Более молодые — средневалдайские осадки (см. ниже) залегают на более высо-

ких абсолютных отметках. Микулинские межледниковые осадки обычно обнажаются у уездов рек на абс. высотах 80—83 м.

О возрасте озерных осадков Молого-Шекснинской впадины в течение ряда лет шла оживленная дискуссия. В этом районе А. И. Москвитин (1946, 1950 г.) изучал стратотипы, по его мнению, второго верхнеплейстоценового, молого-шекснинского межледниковья. А. И. Москвитин (1952, 1963, 1965 и др.) и В. А. Новский (1958 г., 1971) считали, что микулинские осадки везде залегают ниже уреза рек и встречаются довольно редко. В. П. Гричук, Н. С. Чеботарева, К. К. Марков и др. (Рельеф и стратигр..., 1969; Антропоген Русск. равн..., 1963) считают все осадки Молого-Шекснинской впадины микулинскими. В связи с этим по-разному решается и задача о положении границ оледенений. Новые детальные исследования разрезов этого района внесли ясность. По спорово-пыльцевым и карпологическим данным однозначно доказано, что межледниковые осадки в разрезах у г. Андропова (скв. у шоссеного моста), у деревень Черменино, Черемуха, Которосль и др. образовались в течение микулинского межледниковья. По детальности и полноте палеонтологической характеристики разрезы Ярославско-Костромского Поволжья можно считать вторым стратотипическим районом континентальных отложений микулинского межледниковья, наряду с группой разрезов в Смоленской области. Здесь в нескольких разрезах определен возраст осадков 50—63 тыс. лет, что также говорит о древности межледниковых осадков (О геологическом возрасте..., 1967; Новые данные, 1970; Е. П. Зарпина, 1971 г.; Бреслав, Зарпина, Краснов, 1971 и др.).

В районе Ярославского Поволжья в некоторых разрезах (Яковка, Долгополка и др.) составители данного раздела полутыма установили морены, залегающие над микулинскими осадками. Это служит доказательством распространения верхнеплейстоценового оледенения в этот район.

Н. Г. Судакова и Л. И. Базилевская (Разрезы отложений..., 1977) по литолого-минералогическим показателям состава осадков также доказывают ледниковое происхождение слоев, перекрывающих межледниковые отложения в разрезах по руч. Долгополке. Однако вслед за В. П. Гричуком (1971 г.) считают, что в палинологической характеристике наряду с типично микулинскими признаками есть данные, указывающие на одинцовский возраст осадков. Предположение одинцовского возраста межморенных осадков дает этим авторам основание считать этот район, так же как и Ростовско-Ярославский — областью московского оледенения.

В южной части центральных районов РСФСР микулинский аллювий слагает нижние части II надпойменной (высокого уровня) террасы Дона и его притоков, а в толще водораздельных лессов выделяются погребенные почвы этого возраста.

Представляют интерес новые данные по фауне млекопитающих микулинского времени, находки которой приурочены к аллювиальным осадкам (Шевырев, Алексеева, 1979). Местонахождение фауны находится в Воронежской области близ с. Шкурлат. Костеносный аллювий залегают непосредственно на протерозойских гранитах и относится к III надпойменной террасе (духовской) в понимании Ю. Ф. Дурнева (1974 г.) и М. Н. Грищенко (1976).

Для определения времени формирования костеносной толщи наибольшее значение имеют обнаруженные вместе остатки хоботных *Palaeoloxodon antiquus* (Falc.) — поздний подвид и *Mammuthus primigenius* (Blum) раннего типа. Прогрессивные формы *P. antiquus* известны в Западной Европе только с низов верхнего плейстоцена и в европейской части СССР найдены впервые. Вероятнее всего, остатки лесного слона отвечают времени ресс-вюрмского (микулинского) межледниковья, когда ареал этого вида значительно расширился в связи с продвижением зоны лесной растительности в северные и восточные районы

Европы. Мамонт раннего типа был широко распространен в микулинскую эпоху, что видно по материалам мустьерских стоянок европейской части СССР. Спорово-пыльцевые данные Е. А. Спиридоновой не противоречат мнению о микулинском возрасте аллювия.

Погребенные почвы мпкулинского возраста выделяются в составе мезинского комплекса, наиболее характерный разрез которого изучен на р. Десне у с. Мезин в Черниговской области. Кроме того мезинские почвы изучены во многих разрезах юго-запада ледниковой области (А. А. Величко, Т. Д. Морозова, 1963 г., 1969 г., 1972, А. А. Величко, 1961 г., 1975, 1981 и др.). Собственно микулинская почва относится к салынской фазе, когда формировались лесные почвы. Вторая фаза мезинского комплекса — крутицкая, вероятнее всего относится уже к началу валдайской ледниковой эпохи и может сопоставляться с одним из ранних межстадиалов валдая. В разрезах между салынской лесной и крутицкой степной почвами наблюдается обычно маломощный (0,3—0,4 м) слой лёссовидных суглинков — внутримезинский лёсс. Это обстоятельство было причиной объединения двух фаз в единый почвенный мезинский комплекс. Представляется, однако, что валдайскую ледниковую эпоху и соответственно нижневалдайский горизонт логичнее начинать не с хотылевского лёсса, залегающего выше крутицкой почвы, как это считает А. А. Величко, а с горизонта внутримезинского лёсса.

Северо-запад европейской части РСФСР. В северо-западных районах континентальные микулинские осадки обнаружены в южной части Карельского перешейка (у сел. Юкки, Красносельское, Овсяное и др.) и на Онежско-Ладожском перешейке. Осадки обычно залегают под двумя горизонтами морен, представлены озерными глинами и супесями мощностью до 36 м. Палинологическое изучение их показывает, что формирование осадков происходило в климатических условиях теплее современных. Во всех спектрах господствует пыльца (в %) древесных (до 70) и широколиственных пород (до 4), ольхи (около 35) и орешника (10). Относительно меньшее содержание пыльцы широколиственных пород — ольхи и орешника, по сравнению с пыльцой стратотипических разрезов объясняется северным положением этих районов (Геология четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР, 1967 г.). Сходные по палинологической характеристике микулинские осадки изучены в Вологодской области. Даже в этих районах, т. е. севернее 59° с. ш., по данным палеоботанического изучения можно говорить о распространении широколиственных пород в оптимум микулинского межледниковья (В. Б. Соколова, 1968 г.; В. И. Хомутова, 1970 г.).

В более южных районах северо-запада Русской равнины полные разрезы континентальных микулинских осадков развиты на побережье Копорского залива, в Приильменской низине, в долине р. Волмы, на притоках р. Мсты — на реках Лыняной и Куйсаре и на Судомской возвышенности. Во всех указанных пунктах межледниковые осадки залегают под отложениями ледникового комплекса. По положению в разрезе и характеру спорово-пыльцевых спектров они уверенно относятся к микулинскому межледниковью. На некоторых пыльцевых диаграммах (реки Лыняная, Куйсара) установлены все зоны смены растительности (Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР, 1969 г.).

Морские отложения бореальной (микулинской) трансгрессии распространены узкой полосой вдоль Финского залива и изучены на Курголовском п-ве в устье р. Луги, в Приневской низменности у с. Рыбацкое и на р. Мге, в ряде буровых скважин на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках (Н. И. Апухтин, И. М. Экман, 1967 г.).

Наиболее известными и одновременно дискуссионными местонахождениями морских отложений являются разрезы на р. Мге и у пос. Рыбацкое на правом берегу р. Невы под Ленинградом. Эти разрезы изучены при помощи многих методов, но возраст их до сих пор тракту-

ют по-разному. Одни считают их показательным, даже стратотипом, для микулинского межледниковья (М. А. Лаврова, М. П. Гричук, 1960 г.; Д. Б. Малаховский, Е. А. Спиридонова, Е. В. Рухина, 1969 г.; К. К. Марков и др., 1965 г. и др.). Другие относят их к более молодому позднечетвертичному межледниковью (Покровская, 1936; С. А. Яковлев, 1956 г.; Геология четвертичных отложений... , 1967 г.; Апухтин, 1971).

Различное истолкование палеоботанических материалов сопровождается и разноречивыми данными определения абсолютного возраста мгинских осадков. Неоднократное датирование по радиоуглероду дает возраст 36—47 тыс. лет, а определение возраста залегающих выше морских глин алевритов, сделанное М. К. Пуннингом термолюминесцентным методом в 1980 г., показало 71 000 лет, что говорит скорее о микулинском возрасте мгинских отложений.

На Кольском полуострове осадки бореальной трансгрессии распространены достаточно широко. Первоначально к бореальной трансгрессии относили все местонахождения морских межледниковых осадков (Лаврова, 1960). Однако позже появились данные, подтверждающие точку зрения С. А. Яковлева (1956 г.) о наличии морских осадков моложе микулинских: 36—47 тыс. лет по ^{14}C (Н. И. Апухтин, 1957 г., 1978; В. Я. Евзеров, 1966 г.; Евзеров и Гудина, 1971; Стрелков, 1970 и др.). Вероятно, они образовались во время более молодого онего-озерского межледниковья (см. ниже). К микулинскому межледниковью

Н. И. Апухтин (1978) относит морские слои в центральной части полуострова в депрессии р. Поной, а также в бассейнах рек Варзуги и Стрельны.

Прибалтика. Осадки микулинского горизонта представлены континентальными и морскими фациями. В региональной схеме Прибалтики (Решения... , 1978) этот горизонт выделен как мяркинский. Его стратотип — разрез Йоненис — Максимонис находится на юго-западе Литвы в окрестностях г. Мяркине на притоке р. Нямунас — р. Мяркис.

В Эстонии мяркинскому горизонту соответствует пранглиская свита, выделенная по разрезам скважин на о-ве Суур-Прангли и Врангельсхольм, где морские отложения микулинского горизонта залегают на глубине 60—80 м ниже уровня моря (Орвику, 1960; К. Ф. Каяк, 1961 г.; А. А. Черемисинова, 1961 г.; Лийвранд, Вальт, 1966; Э. Д. Лийвранд, 1972 г.). В разрезе на о-ве Суур-Прангли Э. Д. Лийвранд выделила палинозоны от M_2 до M_8 по схеме В. П. Гричука, при этом максимум трансгрессии земского моря совпадает с зоной M_3 . Морские пранглиские отложения коррелируются с морскими микулинскими отложениями в окрестностях Ленинграда (Каяк и др., 1976). Континентальные отложения пранглиской свиты известны достоверно только в одном разрезе — в скважине у с. Рыngu на Отепяской возвышенности (Орвику, 1960). Мощность осадков 5 м; по спорово-пыльцевым данным прослеживается весь ход межледниковья, кроме его конечных фаз (В. П. Гричук, 1961 г.).

В Латвии микулинские осадки по наиболее полному разрезу у с. Фелицианово у г. Лудза на окраине Латгальской возвышенности выделены в фелициановскую свиту. Межморенные осадки здесь представлены глиной, торфом и алевритом и залегают на глубине 16—19 м. Состав спорово-пыльцевых спектров и макроостатков говорит о несомненной принадлежности этих отложений к рисс-вюрмскому межледниковью (Крукле, Лусиня, Стелле, 1963; И. Я. Даниланс и др., 1964 г.; Даниланс, 1973). Другой полный разрез в последнее время изучен у с. Сатики севернее г. Салдус, где вскрыта аллювиальная межледниковая толща мощностью 2—3 м. Здесь представлен оптимум и верхняя часть межледниковья (Геологическое строение... , 1979).

И. Я. Даниланс (1973) выделял по разрезу Фелицианова пять фаз развития растительности. После изучения разреза Сатики появилась возможность отразить весь цикл межледниковья и выделить де-

вать зон, совпадающих с зонами в схеме В. П. Гричука. Морские отложения микулинского возраста отмечаются на мысе Колка на севере Курземского полуострова (В. Г. Ульст, Я. Я. Майоре, 1964 г.).

Наибольшее число разрезов с типичными микулинскими межледниковыми осадками расположено в Литве. Стратотипическим районом является долина р. Нямунас и его правых притоков — рек Меркис, Нерис (Вилия) на юго-западе республики. В окрестностях г. Мяркине находятся наиболее полные и изученные разрезы с озерными и озерно-болотными отложениями мяркинского межледниковья — Йоненис—Максимонис, Нятесос, Кибишай, Мардасавас (Кондратене, 1965; Вайтекунас, 1969). Аналогичные разрезы изучены в окрестностях г. Друскининкай и в долине р. Нерис (Гуделис, 1961, 1973).

О. П. Кондратене (1965) устанавливает для всей южной Прибалтики закономерное развитие растительности в течение микулинского (мяркинского) межледниковья. Выделенные ею зоны, в основном совпадают с зонами по схеме В. П. Гричука.

Белоруссия. В Белоруссии микулинские межледниковые осадки имеют широкое распространение и по степени изученности сравнимы с центральными районами. В региональной схеме они выделены как отложения муравинского горизонта. В северной Белоруссии эти осадки обычно залегают между моренами средне- и верхнеплейстоценовых оледенений. Южнее Белорусского Поозерья межледниковые осадки выходят на поверхность или перекрыты отложениями, коррелятными валдайскому надгоризонту (аллювий, покровные суглинки). Стратотипом муравинских отложений является погребенный торфяник в долине р. Березины в 30 км ниже г. Борисова у дер. Мурава. Этот разрез был подробно изучен М. М. Цапенко, Н. А. Махнач (1959 г.) и другими исследователями. По спорово-пыльцевым данным он обнаруживает почти полное сходство с диаграммами стратотипических разрезов у с. Микулино и Нижняя Боярщина.

Из других местонахождений особенно интересны многочисленные выходы озерно-болотных отложений муравинского времени в долине Немана и его притоков. В разрезах верхненеманской низины обнаружены помимо растительных микро- и макроостатков раковины пресноводных моллюсков и фауна млекопитающих *Mammuthus primigenius* (В1 и т.) раннего типа (разрез Румловка). Выходы озерных отложений отмечены также в долинах рек Сож (у г. Чериков), Днепра (у г. Лоева и Рогачева), Припяти (Дрошевичи). Кроме того они встречены в многочисленных скважинах на всей территории БССР.

В последние годы изучено еще несколько опорных разрезов муравинских отложений: у с. Карачовщина на Североошмянской гряде на правом берегу Зап. Двины в окрестностях г. Сурожа (Черный берег) и с. Десняниново, а также у с. Тимошковицы и близ г. Барановичи (Новые данные... , 1978).

Н. А. Махнач (1971) выделяет восемь фаз развития растительности собственно межледникового периода для территории Белоруссии. Они аналогичны схеме В. П. Гричука за исключением конца климатического оптимума и последующего похолодания (зоны M_6 — M_8). В этом интервале выделяется второй климатический оптимум. Н. А. Махнач считает его несущественным. Однако она не согласна с тем, что пыльца в этих слоях переотложена (Andersen, 1957 г.; В. П. Гричук, 1961 г. и др.), или что эти слои относятся к межстадиалу последующего (валдайского) оледенения (А. И. Москвитин, 1950 г.).

Украина. На северной Украине, в области Днепровского ледникового языка, микулинские осадки развиты в виде аллювиальных свит (нижние слои II надпойменной террасы — высокий уровень — Днепра и его притоков) и погребенных почв прилукского горизонта, который был выделен В. И. Крокосом под названием днепровско-удайского. Стратотип прилукского горизонта находится в карьере кирпичного завода г. Прилуки в бассейне р. Удая (Веклич, 1968). Прилукские почвы

состоят обычно из трех подгоризонтов. Почвенный подгоризонт времени климатического оптимума представлен в ледниковой зоне оподзоленными черноземами. Спорово-пыльцевые спектры прилуцких почв хорошо согласуются с межледниковыми разрезами озерных и аллювиальных осадков (у сел Семиходы, Ломаное, Ромны, Лесковичи). В северной части Украины преобладали лесостепенные ландшафты с лесами дубравного типа. Открытые пространства были заняты лугово-степными растительными группировками с богатым разнотравьем. В аллювиальных и субаэриальных образованиях прилуцкого горизонта содержится обильная малакофауна, по составу характерная современной лесостепи. В отличие от более древних межледниковых слоев, здесь найдены теплолюбивые формы *Chondrula tridens* (Müll), составляющие значительную часть среди всех найденных раковин (Опорные разрезы..., 1969).

На западе Украины в пределах западной части Волынской лессовой возвышенности прилуцкие почвы установлены в лессовых разрезах Боянич, Нововолыньск, Коршев и Горохов. Здесь выделен гороховский почвенный комплекс, сопоставляемый с мезинским, мощностью до 2 м. Он состоит из двух почв, разделенных иногда маломощным лёссом (десятки сантиметров). К микулинскому горизонту относится только нижняя лесная почва мощностью до 1 м (Опорные разрезы..., 1980).

Север и северо-восток европейской части РСФСР. В пределах всего севера европейской части СССР отложения микулинского межледниковья представлены континентальными и морскими осадками. Последние распространены на севере Архангельской области и Коми АССР. Они залегают между моренами, имеют пластовый характер и являются важным стратиграфическим репером.

Отложения бореальной трансгрессии описаны в бассейне Северной Двины и Мезени М. А. Лавровой (1937 г.; 1946 г.), В. Г. Легковой (1967 г.). Э. И. Девятовой и Э. И. Лосевой (1964 г.), в бассейне р. Онеги — Э. И. Девятовой (1961), в бассейне р. Ваги — Б. К. Лихаревым (1933 г.) и Э. И. Девятовой (1962 г.), на р. Печоре — М. А. Лавровой (1946 г.), В. С. Зархидзе (1965 г., 1972) и др. Распространение морских осадков свидетельствует об ингрессионном характере бореального моря, проникавшего в бассейн Северной Двины и Вычегды на 600 км, по Печоре на 500 км до р. Лан.

Для осадков бореальной трансгрессии характерен определенный комплекс лужитских моллюсков, по которому в основном устанавливается возраст трансгрессии (В. С. Зархидзе, 1965 г.). По данным В. И. Гудиной (1976) морские ресс-вюрмские (казанцевские) отложения содержат в пределах севера европейской части богатый в количественном и качественном отношении комплекс фораминифер. В бассейне р. Печоры этот комплекс назван кеймусюрским. По данным А. С. Лаврова (1974) морские отложения залегают на абс. высотах 80—100 м и слагают нижние горизонты вторых позднеплейстоценовых террас микулинско-ранневалдайского возраста. По мере движения к югу, вверх по долинам, морские слои замещаются лагунами, а затем аллювиальными межледниковыми слоями. В долине Печоры, южнее Усть-Усы, развиты озерные и озерно-аллювиальные осадки, связанные с уровнями отложения озерных бассейнов на высотах от 120 до 140 м. На верхней Печоре и Каме микулинские речные отложения слагают нижнюю часть вторых надпойменных террас.

ВАЛДАЙСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

В унифицированной региональной стратиграфической схеме 1964 г. валдайский надгоризонт объединяет три горизонта, два из которых соответствуют ледниковым эпохам, а разделяющий их горизонт трактуется по-разному: одними — как межледниковый, другими — мегаинтерстадиальный, третьими — межстадиальные слои. В последнем случае

ледниковые горизонты считаются стадиями единого большого валдайского оледенения. В зависимости от той или иной точки зрения различно составляются палеогеографические схемы и карты позднего плейстоцена.

В некоторых районах в составе валдайского надгоризонта выделяются три толщи ледниковых осадков, соответствующих трем ледниковым стадиям большого валдая — вюрма: вюрму I, II и III. Они разделяются иногда межстадиальными осадками, стратиграфическое положение которых долгое время не было точно определено и вызывало много споров. Однако по имеющимся в настоящее время материалам представляется, что в общей схеме ледниковой области Русской равнины следует выделять три горизонта в составе валдайского надгоризонта — нижневалдайский ледниковый, средневалдайский между двумя ледниковыми и верхневалдайский ледниковый (см. табл. 1).

В некоторых районах такое деление еще недостаточно обосновано и осадки валдайского надгоризонта описываются в целом.

Прибалтика. Валдайскому надгоризонту в Прибалтике соответствует нямунаский надгоризонт региональной схемы 1978 г. (в схеме 1970 г. — балтийский надгоризонт). В Эстонии ему соответствует ярваская свита, в составе которой выделяются нижнеярваская подсвита, представленная серой и серо-фиолетовой мореной и водно-ледниковыми осадками. Верхнеярваская подсвита сложена также ледниковыми осадками — серыми карбонатными моренами на севере и красно-бурыми на юге (К. К. Орвику, 1958 г.). Хорошо сохранились ледниковые краевые образования пяти стадий отступления ледника — хааньяской, тепяской, сакалской, пандиверской и паливерской (А. В. Раукас, 1972 г.). В местной схеме Эстонии в среднеярваскую подсвиту условно выделяются некоторые межморенные интерстадиальные или интерфазальные осадки в разрезах Савала, Пээду, Харимяз, Отепя, Вяэна-Йыэсу. Они представлены алевритами и глиной с органическими остатками и торфом и содержат переотложенные пыльцу и споры из пранглиских (микулинских) межледниковых отложений, а также большое число перигляциальных форм. Однако среднеярваские осадки по палинологическим данным и условиям залегания между собой надежно не коррелируются. Не исключена возможность, что в течение длительного среднеярваского интервала было несколько коротких потеплений и похолоданий, которые пока не увязываются в разных разрезах (Раукас, 1978).

В Латвии валдайскому надгоризонту соответствует балтийская свита. Нижняя часть свиты — леясциемская подсвита местной схемы Латвии сопоставляется с объединенными ниже- и среднеямунаским горизонтами региональной схемы Прибалтики (Решения... , 1978). Леясциемская свита выделена по нескольким обнажениям на р. Гауе у пос. Леясциемс на Видземской возвышенности. Здесь под межстадиальными осадками, которые характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами с преобладанием травянистой растительности, а среди древесных — карликовой березы — залегает плотная карбонатная морена. Она относится разными авторами к курземской — среднеплейстоценовой (Даниланс, 1973, Чеботарева, Макарычева, 1974) или к нижневалдайской толщам (Савваитов и др., 1964). Осадки с органическими остатками принадлежат к одному из ранневалдайских межстадиалов (Даниланс, 1973), хотя по датировкам в пределах 32—35 тыс. лет (Арсланов, 1975) они могут быть отнесены к средневалдайскому (среднеямунаскому) горизонту. Таким образом, если считать нижнюю морену нижневалдайской, а пески с органическими остатками средневалдайскими, то леясциемскую толщу можно разделить на два горизонта. Выше леясциемской подсвиты выделяются латвийская и елгавская подсвиты, сопоставляющиеся с верхнеямунаским горизонтом. Поскольку ледниковые отложения этих подсвит залегают над датированными, по нашему мнению средневалдайскими, осадками, они описаны ниже в разделе «Верхневалдайский горизонт».

В Литве нямунаскому надгоризонту соответствует одноименная свита, которая условно подразделяется на нижне-, средне и верхне-нямунаские подсвиты. Две нижние подсвиты выделяются не всеми исследователями. К нижней подсвите теперь относятся только вардувские ледниковые слои, не выделявшиеся ранее. В то же время грудаские морены, прежде относившиеся к раннему оледенению верхнего плейстоцена, теперь относятся к верхнему ледниковому горизонту.

Как видно из вышесказанного, в Прибалтике надмикулинская часть разреза изучена в стратиграфическом отношении недостаточно. Наиболее четко выделяются в самостоятельный горизонт лишь верхневалдайские ледниковые отложения, которые являются рельефообразующими для этой территории.

Центр европейской части РСФСР. К валдайскому надгоризонту сторонники единого валдайского оледенения относят все верхнеплейстоценовые осадки, лежащие стратиграфически выше микулинских. По их мнению, нижняя часть представлена перигляциальными осадками, переслаивающимися с межстадиальными, и только верхняя часть валдайских отложений состоит из отложений ледникового генезиса. При такой трактовке валдайский надгоризонт состоит не из трех самостоятельных горизонтов, а из двух неравновеликих по объему частей, что представляется составителям данного раздела полутома неверным (см. ниже).

В перигляциальной зоне верхнеплейстоценовых оледенений к валдайскому надгоризонту относятся покровные лёссовидные суглинки с одной или двумя погребенными почвами.

Белоруссия. В стратиграфической схеме Белоруссии (Стратиграфическая схема, 1970; Гурский, Левков, Махнач, 1981) над муравинским горизонтом выделяется поозерский надгоризонт.

Часть исследователей Белоруссии (Вознячук, Пузанов, 1971), не расчленяющих осадки валдайского — поозерского надгоризонта на отложения двух самостоятельных оледенений, выделяют в составе надгоризонта несколько стадийных слоев. Вознячук (1966) выделяет следующие стадии единого валдайского оледенения — озерскую, лепельскую, свирскую, витебскую и браславскую. Н. С. Чеботарева (1969) сопоставляет свирскую стадию с бологовской стадией Северо-запада РСФСР, считая при этом, что хронологически эти события совпадали с рубежом 20—22 тыс. лет назад. Таким образом, по их мнению, почти все верхнеплейстоценовые ледниковые отложения Белоруссии (за исключением, возможно, озерских и лепельских морен), относятся к поздневалдайскому периоду оледенения. Сторонники точки зрения о существовании двух позднеплейстоценовых оледенений (М. М. Цапенко, Н. А. Махнач, 1959 г.; С. А. Яковлев, 1956 г.; А. И. Москвитин, 1946, 1950 г. и др.; Карта четвертичных отложений... , 1971 и др.) считают, что поздневалдайское оледенение захватывало лишь самый север Белоруссии. Вся остальная часть территории, на которую распространялись ледники в течение позднего плейстоцена занята ледниковыми осадками ранневалдайского оледенения. Необходимо отметить, однако, что до сих пор в разрезах верхнеплейстоценовых осадков Белоруссии не обнаружены слои, которые позволили бы однозначно решить этот вопрос. Имеющиеся данные об осадках Рутковичского разреза и его аналогах, а также характеристика усвячской свиты (см. ниже) пока не дают возможности четко выделить горизонты, в том числе и нижневалдайский.

Нижневалдайский (калининский) горизонт

Осадки первого верхнеплейстоценового ледникового горизонта представлены всеми генетическими типами ледникового ряда, а также межстадиальными отложениями озерного, озерно-болотного и аллювиального происхождения. За границами позднеплейстоценовых оледенений от-

ложения нижневалдайского возраста слагают верхнюю часть аллювия вторых надпойменных террас, а также представлены водораздельными образованиями, свойственными перигляциальной зоне — солифлюкционными, делювиальными (псевдоморены) и лёссовидными покровными суглинками и лёссами. В перигляциальной зоне эти осадки нарушены мерзлотными деформациями. Эпигенетические криогенные горизонты при этом имеют стратиграфическое значение.

Ледниковые отложения ранневалдайского возраста встречаются на поверхности в тех районах, где они распространены южнее границы поздневалдайского оледенения. В Польше и Литовской ССР границы ранне- и поздневалдайского оледенений почти совпадали, а местами верхневалдайское оледенение было максимальным. Поэтому в таких районах нижневалдайские ледниковые отложения обычно погребены под верхневалдайскими, а часто вообще не выделяются. К востоку и северо-востоку от Литвы ранневалдайское оледенение являлось максимальным и границы этих оледенений восточнее г. Вильнюса расходятся.

Южная граница ранневалдайского оледенения прослеживается по поясам краевых образований в северной Белоруссии — по Швенчано-Нарочанской (Свенцяно-Нарочанской), Полоцкой, Витебской грядам и конечным моренам к северу от г. Орши. Восточнее, в Калининской области, многие проводят эту границу на г. Белый, Ржев, Старицу, по Тверской и Горицкой грядам и далее на северо-восток через Рыбинское водохранилище на Вологду, Харовскую гряду, по левобережью Важской депрессии, на с. Верхнюю Тойму на Сев. Двине, среднее течение р. Пинеги, верховья р. Пёзы и далее через северный Тиман на с. Усть-Цильму, г. Печору и затем на юг вдоль западного склона Северного Урала до широты р. Илыча.

Граница максимального распространения льдов нижневалдайского оледенения четко определяется по краевым формам ледникового рельефа от Литвы до Полярного Урала (Карта четв. отл. Европейской части СССР и сопредельн. территорий в м-бе 1 : 1 500 000, 1971).

Ледниковый комплекс, залегающий на поверхности в пределах Калининской области, и в частности Тверская конечно-моренная гряда, расположенная к югу от г. Калинина, являются ареальными стратотипами калининского оледенения и фиксируют его границу.

Северо-запад европейской части РСФСР. На северо-западе нижневалдайские ледниковые и водно-ледниковые осадки распространены повсеместно. На Кольском полуострове они выделяются в разрезах, где в последние годы обнаружены вышележащие датированные средневалдайские осадки. В областях, где нижневалдайские ледниковые осадки перекрыты отложениями верхневалдайского ледникового комплекса, они вскрываются скважинами на глубине около 69 м (максимально). В некоторых разрезах ледниковые отложения этого возраста залегают между микулинскими и средневалдайскими осадками (скв. Гражданский проспект в Ленинграде в Приневской низине). Здесь они представляют второй сверху моренный горизонт. Исследователи северо-западных районов относят к нижневалдайскому горизонту осадки бологовской и едровской стадий валдайского оледенения (Геология и четвертичн. отл. сев.-зап. Европейской части СССР, 1967 г.; Геоморфология и четвертичн. отл. сев.-зап. Европейской части СССР, 1969 г. и др.); обнажаются лишь по внешнему краю Валдайской возвышенности.

Нижневалдайская морена представлена преимущественно валунными глинами и суглинками серо-бурого оттенка; мощность ее в краевых образованиях достигает 40—45 м.

Однако М. Е. Вигдорчик и В. Г. Ауслендер относят бологовские и едровские стадии к более позднему оледенению. По мнению этих исследователей ранневалдайское (калининское) оледенение имело меньшие размеры по сравнению с поздневалдайским. Поэтому, признавая это оледенение как самостоятельный климатический этап, они, вместе с тем, отрицают существование ранневалдайских ледниковых осадков

к югу от Валдайской возвышенности, а все краевые образования в районах Вышнего Волочка, Лихославля, Бежецка, Калинина, Устюжны, Андропова и др. относят к области московского оледенения (Геохронологическое и хроностратиграфическое... , 1970).

В верхней части нижневалдайских отложений в районе Валдайской возвышенности Д. Б. Малаховский и М. Е. Вигдорчик (1962 г.) выделили осадки березайского межстадиала. Наиболее четко выделяется в нижневалдайских отложениях северо-запада два ранних межстадиала — верхневолжский и тосненский. Верхневолжские осадки изучены на Курголовском полуострове выше морены начальной (курголовской) стадии нижневалдайского оледенения, в скважине у д. Синяино под Ленинградом, на Карельском перешейке у пос. Красносельский и Сосново, а также на юго-востоке района, у ст. Неболчи и дер. Зуево на р. Велесе (Геоморфология и четвертичн. отл. . . , 1969). Опорный разрез тосненских межстадиальных осадков находится близ устья р. Тосны на р. Неве у Ивановских порогов. В межморенных слоях здесь выделяется пять спорово-пыльцевых зон, в фазу климатического оптимума среди древесных пород преобладают ольха и широколиственные. Е. А. Спиридонова (1970 г.) считает, что тосненский межстадиал был наиболее теплым в течение большой валдайской ледниковой эпохи и сопоставляет его с брёрупом. Абсолютный возраст тосненских осадков в опорном разрезе определен $> 45\ 000$ лет (Арсланов, Знаменская и др., 1975).

Центр европейской части РСФСР. К югу и юго-востоку от Валдайской возвышенности, на территориях Смоленской (на севере), Калининской, Ярославской и Вологодской (на юге) областей нижневалдайский ледниковый комплекс залегает на поверхности и слагает основные аккумулятивные формы рельефа. В этих областях ледниковые осадки верхнего горизонта выделил А. И. Москвитин как образования калининского оледенения. Данные, подтверждающие эту точку зрения, изложены в ряде работ (Новский, 1975; А. И. Москвитин, 1972 г.; Бреслав, Заррина, Краснов, 1971; Бреслав, 1971; Геохронология СССР 1974 г.; Новые данные, 1970; Разрезы отложений ледниковых районов. . . , 1977; Заррина, Краснов, Спиридонова, 1980, 1981). Согласно этим данным граница максимального распространения ранневалдайского оледенения проходит в центральных районах примерно по линии Орша—Рудня—Белый—Ржев—Кимры—Калязин—Ростов — Гаврилов-Ям—Ярославль—Данилов—Любим—Грязовец—Вологда.

Мощность осадков нижневалдайского ледникового комплекса в пределах участков моренных и флювиогляциальных равнин обычно не превышает 10—15 м и лишь в районах, где развиты краевые образования, достигает 25—30 м.

При решении вопроса о характере распространения ранневалдайских ледников в центральных районах заслуживают внимания данные С. Л. Бреслава (1971), который указывает на то, что в окраинных зонах ранневалдайского оледенения часто развиты своеобразные «нетипичные» фациальные разновидности морены, вызывающие сомнение в ее ледниковом происхождении. Это объясняется, в частности, широким развитием в некоторых районах обширных приледниковых бассейнов более древнего возраста, за счет осадков в которых образовалась маловалунная плотная глинистая морена небольшой мощности (Руднянско-Микулинский и Касплянский районы). Кроме того, часто край ледника опускался в озерные водоемы, и ледниковые осадки формировались в сильно обводненной обстановке (Ярославско-Костромская низина). Нетипичные и плохо диагностируемые фации маломощных ледниковых отложений часто трудно отличимы от солифлюкционных осадков.

Южнее границы калининского оледенения осадки этого возраста представлены облессованными покровными суглинками и лёссами. В бассейне р. Десны и на Оско-Донской равнине выделяется хотылевский

лѣсс, разделяющий мезинский почвенный комплекс и брянскую почву (Величко, 1973, 1975).

Ледниковые и перигляциальные осадки калининского горизонта в центральных районах расчленяются на несколько стадийных слоев, разделенных межстадиальными отложениями. Самый ранний межстадиал выделил А. И. Москвитин в 1950 г. по разрезу Бол. Коша в верховьях Волги и назвал верхневолжским. Однако в дальнейшем было доказано, что эти осадки в стратотипе имеют более древний возраст, но название их пока сохранилось. Верхневолжские межстадиальные слои наиболее полно изучены в разрезах у с. Черменино близ г. Андропов, в Центральном лесном заповеднике в Калининской области, у с. Новые Немыкары и Нижняя Боярщина на р. Каспле в Смоленской области, в овраге Гремячка у г. Плеса на Волге в Костромской области и др. (Бреслав, 1971; Е. П. Заррина, 1971 г. и др.). Характерным для этого межстадиала является развитие во время климатического оптимума еловых и сосновых лесов, на востоке — с примесью пихты. Этот межстадиал сопоставляется с амерсфортом Западной Европы. Отложения второго ранневалдайского межстадиала изучены в разрезах у с. Черменино, у ст. Шестихино, д. Килешино близ г. Селижарово. Этот межстадиал характеризовался более благоприятными условиями по сравнению с более ранним — верхневолжским. Как отмечает Е. А. Спиридонова (1970 г.), на большей части территории в это время произрастали бореальные виды и некоторые элементы неморальной флоры. По наиболее изученному разрезу Черменино межстадиалы ранневалдайского ледникового, и соответственно межстадиальные слои для центральных районов предлагается называть — I черменинский (ранний, верхневолжский) и II черменинский (поздний, тосненский, брёруп) (Заррина, Краснов, Спиридонова, 1981).

Прибалтика. В Прибайтике осадки ранневалдайского возраста обычно не выделяются в отдельный горизонт.

В Латвии по данным М. Я. Крукле (1977) выделяется восточно-латвийская подсвита, соответствующая нижнеямунаскому (калининскому) горизонту. Она представлена ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями мощностью не более 23 м. Как упоминалось выше, в Эстонии этому горизонту соответствует нижнеярваская подсвита, а в Литве — вардувские слои. Кроме того, В. П. Вонсавичюс (1969 г.) к нижнему верхнеплейстоценовому ледниковому горизонту относил курземские (вюрм I) и акмянские (вюрм II) ледниковые осадки. По мнению большинства исследователей курземский горизонт относится к среднему плейстоцену.

К нижней части осадков нямунаского надгоризонта в Литве относятся слои I и II ионенских межстадиалов (О. П. Кондратене, 1965, 1967 г.; П. П. Вайтекунас, 1967 г., 1969). Стратотип этих межстадиальных озерных слоев находится у г. Мяркине на р. Нямунас в разрезах Ионенис—Максимонис. О. П. Кондратене отмечает слабое и кратковременное потепление в течение ионенских межстадиалов, однако, так же как и в центральных районах, они сопоставляются с межстадиалами амерсфорт и брёруп.

Белоруссия. На территории северной Белоруссии выделяется весь комплекс ледниковых осадков нижневалдайского горизонта. Отложения этого возраста являются верхним моренным горизонтом для этой части территории Белоруссии, за исключением самых северо-восточных окраинных районов, где развита также морена верхневалдайского горизонта. Моренные, флювиогляциальные и лимногляциальные осадки этого времени выделяются на карте четвертичных отложений БССР, как ледниковые отложения первой половины новой эпохи (М. М. Цапенко, Н. А. Махнач, 1959 г.). Максимальная граница распространения морен этого оледенения здесь проводится по линии Нарочь — Глубокое—Лепель—Лиозно и в общем совпадает с границей калининского оледенения в этом районе по А. И. Москвитину (1950 г.).

В стратиграфической схеме Белоруссии 1970 г. (Стратиграфическое расчленение, 1970) эти отложения выделяются как оршанский ледниковый горизонт в составе поозерского надгоризонта.

Ледниковые отложения, относимые по схеме 1970 г. к оршанскому горизонту, отсутствуют лишь на отдельных участках в долинах крупных рек. Кроме полей основной морены, широко развиты стадияльные пояса краевых ледниковых образований. Крупные конечно-моренные гряды пересекают с запада на востока всю северную часть Белоруссии. Для них характерна большая пестрота литологического состава, частые замещения одних фаций другими. Средняя мощность осадков в краевых образованиях 25—40 м, иногда достигает 70 м. Широким распространением пользуются камовые массивы. Озы распространены ограниченно на склонах крупных моренных гряд. Часто краевые образования перекрыты лёссовидными отложениями 3—7 м мощности поздневалдайского возраста. Флювиогляциальные осадки обычно обрамляют краевые образования, мощность их в среднем 25—30 м. Широко развиты озерно-ледниковые осадки, выполняющие обширные низины (Полоцкую, Диснинскую, Друйскую, Суражскую, Лучесскую), а также небольшие замкнутые котловины. Максимальная мощность озерно-ледниковых осадков — 40 м (Н. Н. Маклакова, 1964 г.).

В южной Белоруссии широко развиты перигляциальные осадки водоразделов — лёссовидные суглинки и супеси.

Украина. На северной Украине к нижневалдайскому горизонту по М. Ф. Векличу (1968), а также в схеме, составленной М. Ф. Векlichem, Н. А. Сиренко, И. В. Мельничуком и др. (1977) относится формирование двух лёссовых горизонтов — удайского и бугского — и залегающей между ними витачевской погребенной почвы. Бугский лёсс наиболее отчетливо выражен и достигает мощности от 3 до 15 м. Аллювиальные комплексы этого времени образуют по М. Ф. Векличу II надпойменную террасу (бугско-витачевскую) и входят в состав III надпойменной террасы Днепра, слагая ее верхние слои (удайский аллювий). Витачевский почвенный комплекс, вероятно, может сопоставляться с верхневолжским (амерсфорт) или тосненским (брёруп) межстадиалами*. Следует заметить, что стратиграфические горизонты Украинской схемы пока не могут быть точно сопоставлены с ледниковыми горизонтами и стадияльными слоями более северных областей, так, в частности, бугский лёсс по схеме УРМСК (Путеводитель по лёссовым породам..., 1976) сопоставляется с осташковским горизонтом, а витачевские почвы — со средневалдайским (молого—шексинским) в схеме 1964 г.

В западной Украине к ранневалдайскому горизонту относится нижний лёсс верхнего плейстоцена, залегающий между гороховской (микулинской) и дубновской почвами.

Север и северо-восток европейской части РСФСР. В бассейне рек Ваги и Сев. Двины, а также в низовьях р. Онеги в 70-х годах при геологической съемке обнаружены ледниковые отложения, залегающие выше осадков бореальной трансгрессии.

Озерно-ледниковые и озерные ранневалдайские осадки установлены к востоку от г. Вельска, у г. Шенкурска на р. Ваге, и у д. Коноваловское на Сев. Двине. Опорным является разрез Райбола на р. Ваге, где морена ранневалдайского возраста залегаёт между морскими осадками бореальной трансгрессии и датированными средневалдайскими осадками. Возраст собственно ледниковых отложений определен термолюминесцентным методом в разрезе Пасьва на р. Ваге 62 000 лет (Я.-М. К. Пуннинг, 1981 г.).

В Печорской низменности ранневалдайские ледниковые осадки выделены по положению между датированными по ^{14}C средневалдайскими осадками и межледниковыми микулинскими отложениями. По данным

* Аналогичного мнения придерживаются и составители данного раздела (Доклад на V Всес. совещ. по изучению четвертнич. периода, Уфа, 1981).

Б. И. Гуслицера и Э. И. Лосевой (1979) морены калининского оледенения распространены севернее широтного отрезка Печоры по рекам Суле, Сойме, Шапкиной и Лае. Ранневалдайская морена имеет мощность до 20 м, в ней встречаются отторженцы и переотложенные обломки раковин морских моллюсков.

Южнее — на средней и верхней Печоре в бассейнах Вычегды и верхней Камы развиты озерно-ледниковые и аллювиальные отложения, слагающие верхи вторых надпойменных террас.

Средневалдайский (гражданский, молодого-шекснинский) горизонт

Осадки этого возраста в схеме европейской части СССР 1964 г. выделялись в молодого-шекснинский горизонт, соответствующий по рангу остальным трем горизонтам верхнего плейстоцена. Выше отмечалась дискуссионность проблемы палеогеографии «большого валдая» и, соответственно, стратиграфического расчленения надмикулинских осадков. Это объясняется тем, что климатические условия среднего валдая, как показывают новые материалы, не были типично межледниковыми типа «классических» межледниковий — микулинского и лихвинского. Поэтому распознавание этих осадков и их корреляция, определение отличительных особенностей этого теплого безледного периода (мегаинтерстадиала) иногда затруднительны.

Как уже отмечалось выше, от «признания» или «непризнания» самостоятельности средневалдайского горизонта зависит интерпретация развития оледенения в течение позднего плейстоцена. Сторонники мнения о едином оледенении считают, что накопление толщи ледниковых осадков в позднем плейстоцене шло непрерывно с непродолжительными отступлениями, в течение которых образовывались межстадиальные слои. Поэтому, после микулинского горизонта в схемах этих исследователей выделяется единое стратиграфическое подразделение, по рангу часто сопоставляющееся с микулинским горизонтом.

Сторонники другой точки зрения считают, что оледенение в позднем плейстоцене разделялось на два самостоятельных ледниковья. Между ними существовал столь же длительный, как и ледниковья, безледный теплый период (мегаинтерстадиал или даже межледниковье). Такая схема надмикулинской части разреза, предложенная А. И. Москвитинным (1950 г.), принята в региональной схеме европейской части СССР 1964 г. Стратотипами молодого-шекснинского горизонта А. И. Москвитин считал разрезы скважин в г. Андропове, у г. Костромы (у с. Говядиново), в Татищевском озере у г. Дмитрова и в г. Минске (А. И. Москвитин, 1947, 1950 г.).

В настоящее время выделенные А. И. Москвитинным стратотипические разрезы потеряли свое значение (см. ниже). Однако в пределах Молого-Шекснинской низины установлены новые разрезы этого горизонта (Кашин, Шенское, Шестихино). В связи с этим по праву приоритета термин «молодо-шекснинский» мог бы сохраниться как название среднего горизонта валдайского надгоризонта, но, поскольку по поводу применения этого термина в литературе идет острая дискуссия, мы предлагаем использовать в унифицированной части схемы для названия горизонта нейтральный термин «средневалдайский». Это название удобно для межрегиональных корреляций, хотя и не вполне удовлетворяет требованиям «Стратиграфического кодекса СССР» (1977 г.), так как в нем не рекомендуется употреблять для названия региональных горизонтов термины в сочетании с ниже-, средне- и выше-. Стратотипом средневалдайского горизонта мы предлагаем считать разрез Гражданский проспект (г. Ленинград) и в качестве возможного варианта названия регионального горизонта будущей схемы европейской части СССР термин «гражданский». В схеме данного полутыма предлагается для преемственности пока оставить в качестве синонима термина

«средневалдайский» название «молого-шекснинский» (Арсланов, Бре-слав, Заррина и др., 1981).

Е. А. Спиридонова (1970 г.) выделила семь фаз развития растительности в среднем валдае. Позднее, на основании изучения большого числа разрезов, главным образом, в центральных и северо-западных районах Русской равнины выделенные палеоклиматические ритмы получили собственные названия и для них был установлен хронологический объем (Заррина, Краснов, Спиридонова, 1981). Таким образом, в средневалдайском мегаинтерстадиале выделяется: 1) начальная холодная фаза, 2) раннее (гражданское) потепление, 3) раннее (бугровское) похолодание, 4) среднее (кашинское) потепление, 5) позднее (шенское) похолодание, 6) позднее (дунаевское) потепление, 7) конечная холодная фаза. Оптимальные условия были в период кашинского потепления, когда в центре Русской равнины развивались елово-сосновые ассоциации, в это время наблюдались максимум ольхи и единичные широколиственные породы. В восточных районах отмечается присутствие пихты. На основании многочисленных датировок хронологический объем осадков средневалдайского горизонта устанавливается в пределах 50—23 тыс. лет.

Отложения средневалдайского горизонта в северной половине европейской части СССР представлены озерными и озерно-болотными, реже аллювиальными осадками и развиты в пределах обширных древне-озерных впадин. Они залегают часто в виде линз среди комплекса ледниковых осадков. Аллювиальные осадки средневалдайского горизонта слагают обычно нижнюю часть первых надпойменных террас основных рек ледниковой зоны Русской равнины, имеющих сток на юг. Мощность средневалдайских отложений не превышает 10—20 м, обычно она составляет не более 1,5—2,0 м; часто этот горизонт представлен лишь тонкими (0,2—0,5 м) прослоями органогенных осадков, не выдержанных по простирацию. В перигляциальных областях на водоразделах — это погребенные почвы.

Северо-запад европейской части РСФСР. Наиболее детально и полно изучены осадки средневалдайского горизонта в северо-западных районах Русской равнины, где они выделялись как осадки соминского межстадиала (Рельеф и стратиграфия. . ., 1961). Здесь имеется несколько полных разрезов и несколько десятков разрезов, где осадки сохранились частично. Основными можно считать разрезы, вскрытые скважинами на Гражданском проспекте в Ленинграде, у г. Подпорожья на р. Свирь, в Юго-западном Прионежье на Междуречье рек Тукши и Ояти, у д. Масляная Гора в Ленинградской области, недалеко от г. Пикалево на западном склоне Валдайской возвышенности. Менее полные разрезы известны на Карельском перешейке (г. Майская, ст. Васкелово, Черная речка — Молодежное), в южном и восточном Прионежье, в Приильменской впадине у дер. Усть-Волма, села Дунаево и Бабкино на р. Ловать, в устье р. Луги, у г. Новгорода, у оз. Вожанское недалеко от ст. Хвойная). По последнему местонахождению, приуроченному к Соминско-Тихвинской древней долине, были выделены слои соминского межстадиала. В настоящее время этот разрез не может приниматься в качестве стратотипа, так как в нем охарактеризован лишь самый конец межстадиала, а термин «соминские слои» следует оставить пока в местной схеме для преемственности наряду с названием «средневалдайские слои».

В региональном стратотипе Гражданский проспект (северная окраина Ленинграда) средневалдайские осадки залегают между двумя моренами и представлены глинами и песками с растительными остатками и торфом общей мощностью 14 м. В них выявлено шесть из семи климатических ритмов, по этому разрезу названо раннее (гражданское) потепление среднего валдая, конец которого по ^{14}C датируется $40\,380 \pm 800$ лет. Вышележащие слои бугровского похолодания имеют возрастную датировку $39\,000 \pm 810$ лет (название «бугровский» присвоено по

разрезу в совхозе Бугры, расположенному в 3 км к северу от разреза Гражданский проспект). Выше в разрезе скважины выделяются слои кашинского и дунаевского потеплений, разделенные осадками шенского похолодания. В разрезе Черная речка (Молодежное) межморенная толща представлена торфом, здесь датированы слои гражданского потепления ($45\,770 \pm 1160$ лет). В разрезе ст. Васкелово также датирован торф этого потепления ($43\,400 \pm 780$ лет). В Карелии в краевой части впадины Онежского озера установлены морские средневалдайские слои в г. Петрозаводске и у с. Деревянное (Н. И. Апухтин, И. М. Экман, 1967 г.). В окрестностях Петрозаводска в разрезе Воронья Горка в толще континентальных отложений прослой торфа датированы $46\,700 \pm 1100$ и $43\,900 \pm 900$ лет. Последняя датировка приурочена к слоям климатического оптимума (А. А. Лийва и др., 1977 г., Экман, Лийва, 1980). В центральной части Онежско-Ладожского перешейка в среднем течении р. Важинки и у оз. Белое также изучены несколько разрезов средневалдайского возраста (И. М. Экман, 1968 г.).

Севернее, на Кольском полуострове, наряду с осадками бореальной трансгрессии многими исследователями выделяются морские осадки онежской трансгрессии. Наиболее представительным является разрез на р. Варзуге на терском берегу полуострова. Н. И. Апухтин (1978) описывает здесь морские осадки микулинского времени, перекрытые калининской мореной, а выше — отложения онежской (молого-шекснинской) трансгрессии, которые тоже перекрыты мореной (карельской).

Следует отметить, что в начале 70-х годов, когда появились многочисленные радиоуглеродные датировки по раковинам морских моллюсков, во многих разрезах осадки бореальной трансгрессии были «переведены» в молодого-шекснинский горизонт (Стрелков, 1970; Евзеров и Гудина, 1971 и др.). Дальнейшие исследования показали, что многие датировки оказались «замороженными». Однако это не исключает наличия на Кольском полуострове морских межледниковых осадков и микулинского, и молодого-шекснинского возраста.

Средневалдайские отложения северной Карелии и Кольского полуострова хорошо сопоставляются с датированными отложениями разрезов северной Финляндии, где они также залегают под верхневалдайской мореной, например в районах Перяпохьола в бассейне р. Кеми (K. Korpea, 1962, 1969) и Каувонкангас — подморенный торф датирован $48\,000 \pm \begin{matrix} 4100 \\ 2400 \end{matrix}$ п в разрезе Тервола-гиттия $44\,000 \pm \begin{matrix} 3700 \\ 1500 \end{matrix}$ (Mäkinen, 1979, Хирвас, Куянсу, 1981).

Центр европейской части РСФСР. В центральных районах в пределах области распространения осташковского оледенения средневалдайские озерные отложения, перекрытые мореной, известны в бассейне верхней Волги в разрезах у дер. Килешино Селижаровского района и в карьере ст. Мончалово в 19 км севернее г. Ржева. Здесь получено много радиоуглеродных датировок средневалдайского времени, а также палинологические и карпологические данные (Заррина, Краснов, Спиридонова, 1981; Малаховский, Спиридонова, 1981; Климатостратиграфия и хронол. . ., 1981). За пределами осташковского оледенения наиболее полными являются разрезы озерных осадков, расположенные к западу и югу от Рыбинского водохранилища в Калининской и Ярославской областях (Кашин, Шенское, Шестихино, Горелово, Которосль). Озерные осадки в этих разрезах залегают на морене нижневалдайского оледенения и перекрыты лессовидными суглинками с горизонтом мерзлотных деформаций поздневалдайского возраста. Разрез на р. Которосль у с. Солоницы является единственным, в котором в одной расчистке изучены слои микулинского межледниковья, вышележащие слои, характеризующие ледниковые условия ранневалдайского оледенения, и осадки средневалдайского горизонта. При этом палинологическая характеристика средневалдайских отложений в этом разрезе ближе всего к типично межледниковым. В период наибольшего потепления здесь

произрастали леса таежного типа с примесью широколиственных пород. В разрезах Кашин, Шенское и Мончалово по палинологическим и карпологическим данным подтверждается четкая смена растительности в течение средневалдайского интервала. В разрезе Шестихино наиболее четко выражены начальные холодные фазы средневалдайского этапа. Радиоуглеродные анализы осадков из этих разрезов показали, что они образовались в интервале 29—49 тыс. лет назад (О геологическом возрасте, 1967; Е. П. Заррина, 1971 г.; Бреслав, Заррина, Краснов, 1971; Заррина и др., 1973; Заррина, Краснов, Спиридонова, 1980, 1981 и др.).

Некоторые исследователи относят к средневалдайскому горизонту следующие разрезы в Калининской области: у дер. Турчиново в Шошинской низине, у с. Емельяново на Тверской гряде, у с. Топориха Рамешковского района, у с. Сосновка Максатихинского района, у дер. Ряд Бологовского района и др. Но их характеристика и геоморфологическая позиция пока недостаточно изучены для однозначного определения их возраста. В. Б. Козлов (1972 г.) относит эти осадки к микулинскому межледниковью.

Между городами Андроповым и Ярославлем у с. Варегово на правом берегу Волги в средневалдайских осадках на палинологической диаграмме выделяются три оптимума, средний из которых выражен очень отчетливо. Между оптимумами отмечаются существенные фазы похолодания. Особенно четкое похолодание выражено между нижним и средним потеплениями.

В пределах Ярославско-Костромской низины, имеющей непосредственную связь с Молого-Шекснинской впадиной, расположена скважина у с. Мал. Соли на междуречье Волги и ее притока Солоницы. На спорово-пыльцевой диаграмме отражается развитие растительности в благоприятных климатических условиях с двумя оптимумами. Так же как и в Ярославском районе, изученные осадки лежат выше верхней морены (Москвитин, 1967). Аналогичные осадки изучены В. В. Писаревой (1971 г.) в Костромской области в разрезе Сахта.

В областях к югу от границ ранневалдайского оледенения, в бассейнах рек Десны, Днепра, Сейма, Дона к средневалдайскому горизонту относится брянская погребенная почва, залегающая между первым валдайским (хатылевским) и вторым валдайским (деснинским) лёссом (Величко, 1975; Величко, Морозова, 1972). С этой почвой связаны верхнепалеолитические стоянки — Пушкари, Погон, Чулатово, Хотылево, Авдеево и др. В бассейне р. Десны стоянка в Хотылеве датируется $23\ 660 \pm 270$ лет, в долине Дона по группе Костенковско-Боршевских стоянок имеется много датировок — от 9800 до 33 000 лет (Археология и палеогеография. . ., 1981).

Брянские погребенные почвы обычно сильно деформированы мерзлотными процессами, связанными с осташковским оледенением (владимирский криогенный горизонт). По данным А. А. Величко и Т. Д. Морозовой (1972), В. П. Ударцева и С. А. Сычевой (1975) брянские почвы образовались в суровой перигляциальной обстановке. Однако последние исследования Е. А. Спиридоновой по средневалдайским почвам из разрезов костенковских палеолитических стоянок показали, что они образовались в умеренных климатических условиях, характерных для мегainterстиадиала (Археология и палеогеография. . ., 1981).

Возраст брянской почвы определен в пределах от 23 до 30 000 лет (А. А. Величко и др., 1964 г.; Герасимов и др., 1976 г.). Наиболее древний возраст верхнепалеолитических стоянок в пределах ледниковой зоны определен в Костенках XII, где получена дата по древесному углю $32\ 700 \pm 700$ (Г. В. Холмовой, Н. Д. Праслов, 1979 г.). Маркирующим горизонтом в средневалдайских почвах на Дону является слой вулканического пепла. Он встречается и в разрезах стоянок в Костенковском районе, где возраст его $> 33\ 000$ лет определяется по соотношению с датированными культурными слоями. Таким образом, брян-

ская почва, по нашему мнению, имеет более широкий хронологический диапазон.

Прибалтика. В настоящее время в Прибалтике неизвестны разрезы, в которых можно было бы уверенно выделять отложения средневалдайского горизонта (см. выше). Осадки, относимые к средневалдайскому интервалу, чаще всего носят интерстадиальный характер. Возраст их определен радиоуглеродным методом в пределах 23—50 тыс. лет. Однако разрезы пока недостаточно изучены и плохо сопоставимы.

Следует особо упомянуть о разрезе Карукюля в Эстонии, широко известном в литературе (Орвику, Пиррус, 1965; В. П. Гричук, 1961 г.; Э. Д. Лийвранд, 1972 г.; А. В. Раукас, Л. Р. Серебряный, 1968 г., 1970 г.; А. В. Раукас, Я.-М. К. Пуннинг, Л. Р. Серебряный, 1969 г.; Каяк и др., 1970; Величевич, Лийвранд, 1976). Этот разрез был изучен многими исследователями и имеет детальную палеоботаническую, литологическую и радиометрическую характеристики. При этом органические осадки относились к различным теплым эпохам верхнего и среднего плейстоцена. В частности, Я.-М. К. Пуннинг, А. В. Раукас, Л. Р. Серебряный (1969 г.) и Серебряный и др. (1981) считают его основным разрезом второго верхнеплейстоценового межледниковья Прибалтики, выделяя самостоятельное карукюляское межледниковье.

В Литве к средневалдайскому возрасту относили дангесские слои, но в настоящее время доказан их более древний возраст (О. П. Кондратене, 1967 г.; Вайтекунас, 1969). В региональной схеме Прибалтики 1978 г. дангесские слои отнесены к среднелитванскому горизонту условно. Кроме того во многих работах 60-х годов и в схеме европейской части СССР 1964 г. аналогом средневалдайских отложений считались улаские слои. Теперь доказана их принадлежность к верхневалдайскому горизонту (А. В. Раукас, 1972 г. и др.).

Возможно, к среднему валдаю можно относить осадки у с. Куркляй (Литва), палинологически изученные Е. А. Спиридоновой (Вайтекунас и др., 1973).

Белоруссия. В Белоруссии выделение средневалдайского горизонта (второго межледникового горизонта новой эпохи, по М. М. Цапенко и Н. А. Махнач, 1959 г.) проводилось в основном по геологическим данным, по редким находкам межморенных осадков. Позднее Н. А. Махнач (1971) выделяла в верхнем плейстоцене слои рутковичского межледниковья в составе поозерского ледникового комплекса между оршанским и браславским ледниковыми горизонтами. Н. А. Махнач устанавливает в качестве стратотипа этого межледниковья разрез Рутковичи. К этому же горизонту она относит разрезы Забердово, Б. Идрица, Лепель, Могилев, Высокое, Мстиславль (Телячий Ров), Пеленки. Отмечая особенности условий отложения рутковичских слоев, Н. А. Махнач указывает на то, что по типу развития растительности рутковичское межледниковье сильно отличается от микулинского и климатическое оптимума голоцена. Пока из-за недостатка материала трудно сделать окончательный вывод о стратиграфическом ранге толщи осадков рутковичского времени. Ясно только, что это был теплый, но короткий период. Дискуссионно для Белоруссии установление возраста и климатических условий накопления осадков усвячской свиты (Вознячук, Грипинский и др., 1971; Л. Н. Вознячук, Х. А. Арсланов, 1971 г. и др.). Л. Н. Вознячук изучил осадки усвячской свиты в нескольких разрезах: в Суражской низине, на Днепре, в Гродненской области (Шапурово, Дричалуки, Слобода, Бригитполе, Красная Горка и др.). Он считает, что они образовались в течение мегаинтерстадиала верхнего плейстоцена, возраст этих осадков определен 42—17 тыс. лет назад. Наиболее представительным является разрез в урочище Красная Гора близ г. Турска Рогачевского района на левом берегу Днепра. Здесь развиты средневалдайские аллювиальные осадки II надпойменной террасы, в которых заключены старичные пески, гиттия с прослоями торфа, имеющие датировки $46\ 030 \pm 1710$, $38\ 500 \pm 1220$ и $30\ 340 \pm 610$ лет. В составе флоры

по данным Н. А. Махнач (1971), Е. А. Спиридоновой и Ф. Ю. Величкевича (Вознячук, 1973) преобладают тундровые и северотаежные формы, свидетельствующие об интерстадиальных условиях.

На основании обобщения, данного по ряду белорусских разрезов, Л. Н. Вознячук (1973) выделяет в составе средневалдайского мегаинтерстадиала следующие фазы потеплений, начиная с древнейшей: турское (Красная Горка), красногорское (Красная Горка), вязынское (р-н г. Суража), борисовское (Борисов). Для этих фаз соответственно приводятся следующие хронологические интервалы: 56—53, 50—46, 41—36. 31—28 тыс. лет.

Таким образом, осадки усвячской свиты по времени образования отвечают, по-видимому, всему средневалдайскому и части верхневалдайского этапов и могли бы сопоставляться с рутковичским межледниковьем. Однако спорово-пыльцевые данные (Н. А. Махнач и др., 1971 г.) подтверждают то, что климат во время осадкообразования усвячской свиты был более суровый. Трудности сопоставления рутковичских и усвячских осадков, вероятно, можно объяснить тем, что в разрезах с усвячскими слоями были вскрыты или изучены палинологические слои, соответствующие похолоданиям средневалдайского времени, а климатические оптимумы еще не обнаружены.

Украина. В северной части Украины со средневалдайским горизонтом, по-видимому, можно сопоставлять черноземы и черноземовидные карбонатные выщелоченные почвы дофиновского горизонта (Веклич, 1968; Палеогеографические этапы..., 1977). Однако в региональной схеме УРМСК (Путеводитель VIII международн. симпозиума..., 1976) к среднему валдаю отнесен витачевский почвенный комплекс. До сих пор нет достаточно убедительных данных, позволяющих отнести к средневалдайскому горизонту тот или иной погребенный почвенный комплекс верхнего плейстоцена. По схеме М. Ф. Веклича (1980 г.) дофиновскому горизонту соответствуют нижние слои аллювия первых надпойменных террас.

В западной Украине на Волынской возвышенности в разрезе лёссовой толщи верхнего плейстоцена у сел Боянич, Нововолынь, Коршев и г. Горохова выделяется дубновская ископаемая почва, которая по мнению авторов путеводителя «Опорные разрезы и краевые образования материковых оледенений западной части Украины» (1980) коррелируется с брянской почвой. Вопрос о том, следует ли сопоставлять дубновскую почву с дофиновской или витачевской, также пока еще не решен.

Север и северо-восток европейской части РСФСР. В Архангельской области к средневалдайскому горизонту С. А. Яковлев (1956 г.) относил толщу морских песков беломорской трансгрессии, которую М. А. Лаврова (1960) выделила на Северной Двине в кровле осадков бореальной трансгрессии. В настоящее время морские средневалдайские осадки известны только на северо-западе Онежского полуострова в скважине у оз. Б. Выгозеро (Копылов и др., 1976 г.). Континентальные средневалдайские отложения, представленные озерными и озерно-аллювиальными осадками с прослоями торфа, установлены в бассейне р. Ваги. Здесь к югу г. Шенкурска они залегают в разрезе Пасьва над морскими отложениями бореальной трансгрессии и калининскими флювиогляциальными осадками и содержат прослой торфа, датированные по ^{14}C 32—45 тыс. лет. Термолюминесцентные датировки, полученные таллинской лабораторией, дали возраст 26 500—46 500 лет (Г. И. Хютт, Я.-М. К. Пуннинг и др., 1979 г.). К северу от г. Шенкурска в разрезе Райбола средневалдайские осадки залегают между ранне- и средневалдайской моренами. Здесь были датированы прослой торфа по ^{14}C $40\,000 \pm 800$. Возраст алевролита из верхней части этого слоя, установленный по ТЛ, составляет 32 000 лет. Однако ранее в 1978 г. были получены запредельные радиоуглеродные датировки. Поэтому изучение разреза необходимо продолжить.

В низовьях р. Печоры отложения, относимые к молого-шекснинскому горизонту, представлены осадками каргинской ингрессии. Они прослеживаются до абс. отметок 50—60 м. Аллювиальные осадки средневалдайского возраста залегают в основании I надпойменной террасы на Верхней Печоре и входят в состав более высоких террас в ее низовьях и в среднем течении. Радиоуглеродным методом определен возраст в 25 150 лет позднепалеолитической стоянки Бызовая, расположенной в 25 км выше г. Печоры, на II надпойменной террасе. К тому же горизонту относится аллювий 15-метровой террасы р. Б. Аранец, из которого слой торфа был датирован 40 000 лет. Широко распространены аллювиально-озерные осадки средневалдайского возраста в бассейне р. Шапкиной, где в ее среднем течении они залегают под верхневалдайской мореной, а в нижнем течении не перекрыты мореной (Гуслицер, Лосева, 1979).

Верхневалдайский (осташковский) горизонт

Осадки верхневалдайского ледникового комплекса развиты повсеместно в пределах распространения верхневалдайского (осташковского) оледенения. Его граница фиксируется колоссальными поясами ледниковых аккумулятивных краевых образований. От западных границ СССР она прослеживается по Балтийской гряде краевых образований и состоит из Дзукийской возвышенности в Литве, Латгальской в Латвии и переходит к востоку в Валдайскую возвышенность, составляющую пояс краевых образований протяженностью 500 км в направлении на северо-восток. Севернее его окончание завершают Вепсовская и Мегорские гряды. Далее граница верхневалдайского оледенения идет по Белозерско-Кирилловским грядам, огибающим с юга впадину Белого озера, и затем резко поворачивает на север по Кенозерским грядам в Карелии. Далее, на северо-востоке Архангельской области, граница оледенения фиксируется грядами, оконтуривающими ледниковые языки к югу и востоку от Белого моря — в низовьях р. Онеги, среднем течении Сев. Двины, низовьях Ваги, Пинеги, Мезени и Печоры. Во всех областях, подвергшихся оледенению, верхневалдайский ледниковый комплекс представлен основными и конечными моренами, флювиогляциальными осадками зандров и долин стока ледниковых вод, озерно-ледниковыми отложениями подпрудных приледниковых и внутриледниковых бассейнов. Их возраст определяется в зависимости от приуроченности конкретного бассейна к границам той или иной ледниковой стадии и колеблется от 18 до 10 тыс. лет. Осадками этих бассейнов слагаются террасы нескольких уровней Балтийского приледникового озера и более южных бассейнов, существовавших ранее.

За границами поздневалдайского оледенения в долинах рек развиты аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки, слагающие обычно I надпойменную террасу. Она прослеживается в долинах почти всех крупных и мелких рек на всей территории Русской равнины, имеющих сток на юг. На водоразделах во внеледниковых областях развиты перигляциальные осадки водного генезиса и покровные эолово-делювиальные, часто облессованные, суглинки. В перигляциальных осадках отмечаются отчетливые следы мерзлотных процессов, связанных с поздневалдайским оледенением. Часто они образуют криогенные горизонты, имеющие стратиграфическое значение. Поскольку отложения верхневалдайского ледникового комплекса залегают на поверхности, ими повсеместно слагаются разнообразные формы рельефа — от моренных равнин, сложенных донной мореной до мощных и обширных по площади поясов краевых образований, а также формы рельефа, образованные водными фациями ледникового ряда. Область поздневалдайского оледенения характеризуется развитием множества крупных и мелких озер ледникового происхождения. Нижняя возрастная граница верхневалдайского ледникового комплекса определяется при наличии датирован-

ных радиоуглеродным методом средневалдайских межледниковых осадков, с большой точностью — 22—23 тыс. лет назад. Верхняя возрастная граница верхневалдайского горизонта определяется в зависимости от принимаемой схемы голоцена. Большинство исследователей, а также в унифицированной региональной стратиграфической схеме европейской части СССР 1964 г. древний голоцен, по М. И. Нейштадту (1969), подразделяемый на нижний дриас (14 000—13 400 лет), бёллинг (13 400—12 300 лет), средний дриас (12 300—12 000 лет), аллеред (12 000—10 800 лет) и верхний дриас (10 800—10 200 лет), относится к верхневалдайскому горизонту и рассматривается как позднеледниковое время последнего оледенения. Таким образом положение верхней возрастной границы позднего валдая принимается нами на уровне 10 200 лет, т. е. по стадии, которая фиксируется внешней грядой Сальпауселькя. Следовательно хронологический объем верхневалдайского горизонта в абсолютном летоисчислении составляет около 13 000 лет.

Стратиграфическое расчленение стадияльных и осцилляторных слоев верхневалдайского горизонта базируется на комплексных геолого-геоморфологических, палеоботанических и радиометрических данных. Относительный возраст стадияльных слоев обычно устанавливается по расположению поясов краевых образований. Возраст максимальной по распространению осташковской (вепсовской) стадии условно определяется 20—18 000 лет. Все последующие стадии связаны с быстрым отступанием края ледника. Наиболее крупной является лужская стадия (14 000 лет). В процессе дегляциации ледниковый щит распадался на отдельные ледниковые языки (лопасти), которые отступали и отмирали с неодинаковой скоростью. Поэтому стадияльные пояса краевых образований в разных районах имеют несколько различный возраст. Страторегионом верхневалдайского горизонта является Валдайская возвышенность.

Северо-запад европейской части РСФСР. В Кольско-Карельском районе и на севере Ленинградской области по данным некоторых авторов (С. А. Яковлев, 1956 г.; Н. И. Апухтин и др., 1960 г.; Н. И. Апухтин, С. В. Яковлева, 1960 г.; 1961; Н. И. Апухтин, И. М. Экман, 1967 г. и др.) в составе верхневалдайского горизонта выделяются отложения двух ледниковой (осташковской и карельской), разделенных морскими и континентальными осадками онегоозерского межледниковья. Однако в настоящее время установлено, что вследствие малой продолжительности развития эти отложения по стратиграфическому рангу соответствуют стадияльным и межстадияльным слоям одного оледенения.

В более южных районах Ленинградской, Псковской, Новгородской и в северной части Калининской областей выделяется несколько стадий и межстадиалов. Заметим, что их последовательность намечается по данным разных исследователей неодинаково. Так, авторы монографии «Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР» (1969 г.) устанавливают вепсовскую максимальную стадию, мстинский межстадиал, крестецкую стадию, плюский межстадиал, лужскую стадию, охтинский межстадиал, невскую стадию, беллинский межстадиал, среднедриасовое похолодание, аллередский межстадиал, стадию сальпауселькя. В составе осадков мстинского, плюского и охтинского межстадиалов Е. А. Спиридонова (1970 г.) выделяет в каждом по три фазы развития растительности.

По данным исследователей, опубликовавших монографию «Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР» (1967 г.), в составе верхневалдайского ледникового комплекса выделяются: вепсовско-крестецкий стадияльный подкомплекс, плюский межстадияльный подкомплекс и лужский стадияльный подкомплекс. В последнем устанавливаются осцилляторные и межосцилляторные слои более низкого ранга.

В период позднеледниковья после лужской стадии по мере отступления ледников образовались приледниковые озерные бассейны, в ко-

торых отлагались озерно-ледниковые осадки значительной мощности. С конечными фазами деградации ледников связано образование осадков Балтийского ледникового озера (стадии V_I—V_{IV}).

Прибалтика. На территории всей Прибалтики четко выделяются отложения верхнеямунаского горизонта. Так же как и на Северо-западе РСФСР различные стадии последнего оледенения выделены по морфологическим данным.

В Эстонии верхнеямунаскому горизонту соответствуют ледниковые и водноледниковые отложения верхнеярваской подсвиты. Ими образованы пять поясов краевых образований, фиксирующих этапы дегляциации последнего оледенения: хааньяский, отепяский, сакальский, пандиверский, паливерский (А. В. Раукас, 1972 г.). Время дегляциации определяется 13 200—11 000 лет. Стратиграфия позднеледниковья в Эстонии теперь разработана достаточно подробно: выделяются слои нижнего дриаса (стадия хаанья), бёллинга (стадия отепя и сакала), среднего дриаса (стадия пандивере), аллерёда и верхнего дриаса (стадия паливере). Возраст всех этих слоев определен по ¹⁴C, а для трех последних периодов имеются палинологические характеристики (Раукас, 1978).

В Латвии с верхнеямунаским региональным горизонтом Прибалтики сопоставляется латвийская подсвита ледниковых отложений и елгавская подсвита. Последняя состоит из семи слоев: раунисских, надраунисских, дривиньских, ливберзских, крустпилских, калнциемских и тетелских. Все эти слои имеют позднеледниковый возраст (Решения межведомствен. регион. стратиграф. совещ. . ., 1976). Наиболее четко выделяются отложения раунисского межстадиала. Стратотипом его является разрез Раунис, расположенный у подножья Видземской возвышенности близ г. Цесис, по которому имеется несколько согласующихся датировок абсолютного возраста от 13 390 до 13 250 лет. По палинологическим данным и составу макроостатков можно судить о том, что раунисские межморенные осадки формировались в перигляциальной обстановке. В последнее время межморенные отложения, возможно одновозрастные с раунисскими, изучены в средней Латвии в разрезах у пос. Эляя, Видрижи и в г. Мазсалаца (Геологическое строение . . ., 1979). В пределах Средне-Латвийской, Северо-Видземской, Западно-Латвийской и Привентской низменностей стратиграфически выше раунисских отложений выделяются морены линкувской стадии балтийского оледенения, сопоставляемой с лужской стадией. В юго-восточной части республики (Латгальская и Аугшземская возвышенности и Восточно-Латвийская низменность) М. Я. Крукле (1977) относит к верхнеямунаскому горизонту капиньскую подсвиту. В ней выделяются: адамовские ледниковые слои, сопоставляемые с грудаскими моренами Литвы, бурзавские озерно-болотные и аллювиальные осадки (Бурзава, Капини, Скудралиена и др.), соответствующие раунисскому межстадиалу, и тартакские ледниковые слои.

З. В. Мейронс и Я. А. Страуме (Геологическое строение . . ., 1979) на основании результатов геоморфологических исследований последних лет выделили для всей территории Латвии пять зон маргинальных образований: индраскую, калдабруньскую, гулбенскую, линкувскую (лужская, северолитовская) и валдемарпилскую. Они отмечают, что их возрастное обоснование затруднительно, однако, все они могут быть отнесены ко времени позднего валдая, а по морфологии и пространственному расположению их можно сопоставлять с крайними ледниковыми поясами Литвы.

В пределах Латвии установлены три стадии Балтийского ледникового озера, с которыми связаны озерно-ледниковые осадки позднеледниковья. Они накапливались во время аллерёда и верхнего дриаса, что согласуется с радиоуглеродными датировками растительных остатков из этих отложений, составляющих от 12 до 10,4 тыс. лет. Из сказанного видно, что стратиграфическое расчленение поздневалдайских отложений Латвии, по данным разных исследователей, весьма

неоднозначно, выделение слоев и стадий стратиграфически недостаточно обосновано, и поэтому они плохо сопоставимы.

В Литве в составе верхнеямунасской подсвиты выделяются грудаские ледниковые отложения со среднешведским комплексом валунов, межстадиальные слои, представленные песками и алевролитами с невыразительными пыльцевыми спектрами (разрез Антавилай?) и балтийские ледниковые отложения с южнофинским комплексом валунов. К верхневалдайскому горизонту относятся три пояса ледниковых образований — южно-, средне- и северолитовская гряды. Южнолитовская гряда сопоставляется с осташковским и померанским поясами, т. е. совпадает с максимальным распространением поздневалдайского оледенения, среднелитовская — возможно соответствует крестецкой стадии, а северолитовская совпадает с линкувской грядой Латвии и лужской стадией на северо-западе.

Корреляция стадийальных и межстадиальных слоев Прибалтики и районов северо-запада пока обоснована недостаточно. Некоторую ясность вносят датировки абсолютного возраста межстадиальных слоев, но они еще редки. Уверенно сопоставляются только отложения самых поздних межстадиалов — аллерёда и бёллинга.

Белоруссия. Поздневалдайские ледниковые отложения распространены только на крайнем севере Белоруссии — в пределах северной границы Дисно-Полоцкой низины. Здесь, так же как в Прибалтике, выделяются несколько фаз браславской стадии поозерского оледенения, но не устанавливаются межстадиальные слои (Вознячук, 1973). За пределами границ оледенения, во впадинах и долинах, формировались озерно-аллювиальные и аллювиальные осадки первых надпойменных террас. К этому же времени относится образование верхних слоев усвячской свиты с сингенетичными криогенными нарушениями и палинологическими спектрами перигляциального характера, а также содержащих остатки дриасовой флоры (Вознячук, 1973). На водоразделах развиты лессовидные супеси и суглинки, которые покрывают значительные участки Оршанской, Минской и Новогрудской возвышенностей: Мозырской, Копыльской и Ошмянской гряд, а также Оршанско-Могилевского плато (Геология антропогена БССР, 1973).

Украина. К позднему валдаю на Украине относится причерноморский лёссовый горизонт, стратотип этих отложений находится во внеледниковой зоне. Осадки этого возраста представлены лёссами и лёссовидными суглинками буровато-палевых оттенков мощностью до 5 м. В ледниковой зоне Украины причерноморские лёссы встречены лишь в одиночных разрезах, что вероятно связано с их почти полной переработкой при почвообразовании в голоцене (Веклич, 1968). В долинах рек с причерноморскими лёссами сопоставляется верхняя часть аллювия первых надпойменных террас. В западной Украине к позднему валдаю относятся верхний лёссовый горизонт мощностью 4—6 м и красилковский горизонт оглеения, связанных с наиболее мощной фазой криогенеза, которые залегают над дубновской (средневалдайской) почвой.

Выше отмечалось, что до сих пор нет убедительных данных для определенного сопоставления лёссовых и почвенных горизонтов верхнего плейстоцена Украины с горизонтами более северных территорий, а также с аллювиальными отложениями террас рек бассейнов Днепра и Припяти.

Центр европейской части РСФСР. Ледниковые осадки осташковского оледенения распространены только в пределах северной половины Калининской и западной части Вологодской областей. Граница их распространения совпадает с областью сплошной заозеренности. К югу от границ оледенения на водораздельных поверхностях происходило образование толщ покровных лёссовидных суглинков мощностью от 3—5 до 10—15 м. В зоне днепровского и московского оледенений в толще покровных суглинков наблюдается один или два

гумусовых прослоя или слабо развитых почв. Здесь к позднему валдаю относится лишь верхний слой этих суглинков. Севернее границы калининского оледенения вся толща покровных суглинков относится к позднему валдаю. В ней наблюдается мощный криогенный горизонт, соответствующий максимуму осташковского оледенения, представленный мерзлотными клиньями и «котлами кипения» шириной 2—4 м. Вдоль дистального края Валдайской возвышенности, в бассейне р. Чагоды и в верховьях р. Зап. Двины широко распространены флювиогляциальные отложения, переходящие южнее в долинные зандры или в озерно-ледниковые осадки.

Аллювиальные отложения поздневалдайского возраста слагают первые надпойменные террасы верховьев Днепра и Волги, а также Оки. На них отсутствуют покровные суглинки, и наряду с цикловыми террасами крупных рек существуют многочисленные локальные террасы, связанные с местными порогами стока и озерными бассейнами. Поэтому в некоторых районах наблюдаются две и даже три террасы поздневалдайского времени.

В бассейне Дона, по мнению М. Н. Грищенко и Ю. Ф. Дурнева (1976), осташковский аллювий слагает верхи третьей террасы, которую раньше считали II («подклетнинской») террасой.

Север и северо-восток европейской части РСФСР. В Архангельской области граница распространения верхневалдайских ледниковых осадков фиксируется несколькими поясами краевых аккумулятивных образований. В бассейне р. Онеги развита Кенозерская гряда. На реках Ваге и Сев. Двине, вдоль бортов гляциодепрессий, прослеживаются два пояса краевых образований — Валса и Сюрзя, сопоставляемые с вепсовской и крестецкой стадиями. В бассейнах рек Мезени и Вашки в отложениях, соответствующих этим стадиям, наблюдаются по две фазы похолодания и потепления климата. Далее на северо-восток в бассейнах Пинеги, Мезени и в Малоземельской и Большеземельской тундрах отложения этих двух стадий прослеживаются вплоть до Полярного Урала. Еще севернее, вдоль побережья Баренцева моря, устанавливаются более молодые пояса краевых образований — стадий косма, мархида и вельт, предположительно сопоставляемых со стадиями лужской, невской и сальпауселькя. С этими стадияльными поясами связаны подпрудные приледниковые бассейны, в которых отлагались флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки, слагающие несколько террасовых уровней (от II до V).

В бассейне р. Мезени Л. М. Потапенко (1975 г.) описывает три уровня «гамской» террасы, свидетельствующих о трех этапах деградации поздневалдайского ледникового покрова. К югу от области распространения верхневалдайских ледниковых отложений на водоразделах развиты покровные суглинки мощностью более 5 м в области московского и менее 4-х метров в области калининского оледенения.

ГОЛОЦЕН *

Стратиграфия отложений голоцена изучена очень детально не только в пределах ледниковой зоны европейской части СССР, но и в других районах СССР. Методика стратиграфического изучения и расчленения голоцена обладает специфическими особенностями, так как стратиграфическая последовательность голоценовых слоев и климатические условия их образования во многом сходны в разных областях. Их стратиграфия и хронология, в целом, для всей территории СССР дается в отдельной главе.

Все описанные выше геологические тела и местные стратиграфические подразделения сведены авторами данного раздела в шесть мест-

* Выделен так же, как голоцен (современный горизонт).

ных схем, составляющих корреляционную часть региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений ледниковой зоны европейской части СССР. В региональной части схемы приведены названия горизонтов и надгоризонтов, основанные на местных названиях стратотипов и страторегионов, расположенных в ледниковой зоне. Большинство этих названий являются прежними (унифицированная схема Европейской части СССР, 1964 г.). В ту часть схемы, которая касается нижнего плейстоцена, внесены значительные дополнения. Выделены два новых горизонта в нижней половине нижнего плейстоцена — дзукийский (ледниковый) и первый межледниковый без названия, а также белорусский надгоризонт, объединяющий три верхних горизонта — окский, налибокский и дзукийский. Название налибокского горизонта введено наряду с беловежским.

Хотя в ледниковой зоне теперь обнаружены отложения, относимые к эоплейстоцену, их стратиграфическое расчленение разработано недостаточно. Поэтому в региональной схеме горизонты в эоплейстоцене еще не выделены.

Большинство стратиграфических подразделений ледниковой зоны сопоставляется с соответствующими подразделениями соседних регионов — внеледниковой зоной европейской части СССР, Западно-Сибирской низменностью, Уралом, Кавказом. Однако многие вопросы корреляции требуют дальнейшего изучения.

Основными задачами дальнейших исследований являются: поиски древнейших ледниковых слоев и следов похолоданий климата в эоплейстоцене, уточнение границ распространения древнейших оледенений, уточнение стратиграфического расчленения нижнеплейстоценовых и среднеплейстоценовых отложений, в частности выявление индивидуальных палеоботанических характеристик отдельных межледниковых и межстадиальных слоев.

ВНЕЛЕДНИКОВАЯ ОБЛАСТЬ

Описываемая территория примыкает на севере к области максимального распространения плейстоценовых оледенений, на юге — ограничена берегами южных (Черное, Азовское, Каспийское) морей и предгорьями Большого Кавказа, на востоке примыкает к районам Южного Урала, а на западе — к Карпатам.

В административном отношении эта территория охватывает Молдавскую ССР, южную и восточную части Украины, южную — европейской территории РСФСР, часть Западного Казахстана, Предуралье (в пределах Башкирской АССР). Таким образом, ниже описываются верхнеплиоценовые и четвертичные отложения, развитые в пределах Волыно-Подольской, Приднестровской, Приазовской, Среднерусской возвышенностей и Донецкого кряжа, в Предкавказье, в пределах сырового и Высокого Заволжья, Зауральских сыртов, Бугульминско-Белебеевской возвышенности, Причерноморской, Донецко-Днепровской, Азово-Кубанской и Прикаспийской впадин.

Внеледниковая область занимает часть докембрийской Восточно-Европейской платформы (склон Воронежской антеклизы, Украинский кристаллический массив, Волго-Уральский свод и Башкирское Предуралье, Прикаспийская и Донецко-Днепровская впадины), герцинское сооружение Донбасса, эпигерцинскую скифскую платформу и зону краевых прогибов Предкавказья.

Глубина залегания складчатого фундамента и его структурно-тектонический план в значительной мере определяют рельеф и особенности строения осадочного чехла эпигерцинской платформы. В юго-западной ее части (южная часть Молдавии и юго-западная Украины) выделяется ряд блоков (В. С. Макареску, 1963 г.), залегающих на глубинах 3000, 600—300 и 150 м. Контакты между блоками тектонические. В области Предкавказья выделяются Азово-Кубанская и Терско-Кум-

ская впадины, разделенные пологим Ставропольским поднятием. Более мелкие структурные элементы внутри этой территории — валы, поднятия — обуславливают характерные черты ее поверхности и разнообразие строения антропогенных отложений.

Блоковое строение фундамента древней Восточно-Европейской платформы определило образование впадин и поднятий Заволжья, Поволжья, бассейна Дона и других районов. В течение новейшего тектонического этапа большая часть области в целом испытала малоамплитудные движения, проявившиеся, в основном, унаследованно, по ранее заложенному структурному плану. Значительные опускания проявились лишь в Нижнем Поволжье и в Прикаспии, в Азово-Кубанской и Причерноморской впадинах; поднятия происходили в Предкавказье, на кавказских побережьях Черного и Каспийского морей. Подошву верхнеплиоценовых и четвертичных отложений составляют породы различного возраста — от протерозоя (вблизи выхода на поверхность пород фундамента) до раннего плиоцена — в областях погружений.

Глубина залегания подошвы верхнеплиоценовых и четвертичных отложений и, следовательно, мощность этих отложений изменяются от нескольких сотен метров (на юге Прикаспийской впадины — более километра) до нескольких метров в области поднятий (Донецкий кряж, Среднерусская возвышенность, Общий сырт, Украинский и Приазовский кристаллические щиты, где маломощный четвертичный покров представлен элювием коренных пород и современной почвой).

Описываемые отложения представлены различными генетическими типами: аллювиальными, озерными, болотными, лиманными и морскими, а на склонах и водоразделах — субаэральными образованиями, песками, лёссами, лёссовидными суглинками и ископаемыми почвами. На территории северной части внеледниковой области распространены флювиогляциальные отложения. Трансгрессии южных морей, оледенения севера и Кавказа, колебания климата на протяжении верхнего плиоцена, эоплейстоцена и плейстоцена оказали большое влияние на состав, строение и распространение описываемых отложений.

Степень изученности рассматриваемых отложений различна. Наиболее полно охарактеризованы фауной млекопитающих, пресноводных и солоноватоводных моллюсков, остракод и фораминифер аллювиальные и лиманные отложения террас Прута, Дуная, Днестра, Одесского Причерноморья и Приазовья, что позволяет рассматривать эти территории как опорные.

Изучение геологической истории Молдавии и Украины началось более 100 лет назад. В 30-х и 50-х годах прошлого столетия работы носили характер описания отдельных обнажений. В последующем И. Ф. Синцов положил начало более детальному изучению геологического строения кайнозойских отложений Днестровско-Прутского междуречья и районов Одесского Причерноморья. Он опубликовал первую стратиграфическую схему неогеновых отложений юга европейской части СССР. Большое значение в разработке стратиграфии неогеновых и четвертичных отложений юга России имели работы Н. И. Андрусова, Н. А. Соколова, П. Н. Венюкова, а позднее Н. А. Григоровича-Березовского, И. П. Хоменко, Г. П. Михайловского, А. П. Павлова и М. В. Павловой, В. Д. Ласкарева, Б. Л. Личкова, В. И. Крокоса, Г. Ф. Мирчинка, А. И. Москвитина, Г. Ф. Лунгерсгаузена, В. Г. Бондарчука, П. К. Замория, М. Ф. Веклича, К. И. Геренчука, И. Л. Соколовского, А. П. Ромодановой и др., а также румынских ученых среди которых необходимо отметить работу Н. Макаровича о расчленении плиоценовых и постплиоценовых отложений южной части Молдавии. В 50-х годах были организованы геологоразведочные экспедиции, занимавшиеся систематическим изучением геологического строения Днестровско-Прутского междуречья. Большое значение для стратиграфии неогеновых отложений южных районов имели работы А. Г. Эберзина, Р. Е. Викторовой, С. А. Ковалевского.

В 1960—1970 гг. на интересующей нас территории проводились специальные работы для изучения геоморфологии, неотектоники и четвертичных отложений долин Днепра, Прута, Дуная, Днестра и Одесского Причерноморья (А. В. Друмя, П. К. Иванчук, В. М. Каниковский, С. Т. Взнуздаев, П. Ф. Гожик, А. Л. Чепалыга, Н. А. Константинова, Л. П. Александрова, К. Н. Негадаев-Никонов, А. А. Арапов, К. В. Никифорова, Н. В. Ренгартен, М. Ф. Веклич, А. И. Шевченко и другие исследователи).

Сушественный вклад в решение вопросов детализации стратиграфии континентальных антропогенных отложений юга европейской части СССР и их корреляции с морскими отложениями Понто-Каспийской области внесли Г. И. Попов, Г. Ф. Шнейдер, Н. А. Константинова, Н. Н. Трашук, Г. И. Горецкий.

В среднем и нижнем Припрутье, в низовьях Дуная и нижнем Приднестровье проводились геологосъемочные и тематические работы по геологии и ископаемой фауне плиоцен-четвертичных отложений сотрудников Академии наук Молдавской ССР и Управления Геологии при Совете Министров Молдавской ССР (А. И. Давид, К. И. Шушпанов, К. Н. Негадаев-Никонов, П. Д. Букатчук, А. Н. Хубка и др.).

Степень изученности четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Приазовья и Предкавказья также весьма высока. Их изучением занимались многочисленные научные и производственные организации, связанные с геологосъемочными, гидрогеологическими, нефтеразведочными, гидротехническими и другими работами. Изучению этих отложений посвящены работы Н. И. Андрусова, И. Ф. Синцова, Н. А. Соколова, В. В. Богачева, И. М. Губкина, А. П. Павлова, Н. Б. Вассовича, С. А. Гатуева, К. А. Прокопова, П. А. Православлева, С. И. Черноцкого, А. П. Рейнгарда, А. Г. Эберзина, А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова, А. Н. Розанова, Г. Ф. Мирчинка, М. В. Муратова, С. А. Яковлева, Н. К. Верещагина, В. И. Громова, А. И. Москвитина, Г. Н. Родзянко, М. М. Жукова, В. П. Колесникова, Г. И. Попова, Г. И. Горецкого, П. В. Федорова, Н. А. Лебедевой и других исследователей.

Большой вклад в изучение описываемых отложений бассейнов Волги, Дона и прилегающих областей внесли Н. И. Андрусов, П. А. Православлев, А. А. Богданов, А. Г. Эберзин, В. В. Богачев, М. М. Жуков, Г. И. Попов, Г. И. Горецкий, Ю. Н. Родзянко, П. В. Федоров, А. И. Москвитин, Ю. М. Васильев, Н. В. Кирсанов, В. Л. Яхмович и другие, подробно описавшие континентальные и морские отложения восточной части Русской равнины и Понто-Каспия и выявившие взаимоотношения последних с континентальными образованиями Поволжья и бассейна Дона. Верхнеплиоценовые отложения рассматриваемой территории описаны и исследованы С. С. Неуструевым, А. П. Павловым, А. Н. Мазаровичем, Г. И. Горецким, М. Н. Грищенко, Г. И. Поповым, А. В. Востряковым, покровные и аллювиальные плейстоценовые отложения описаны М. Н. Грищенко, Ю. И. Иосифовой, П. В. Федоровым, Г. И. Поповым, Г. И. Горецким, Н. И. Николаевым, А. В. Востряковым, Ю. М. Васильевым и многими другими геологами.

Большое значение в подведении итогов стратиграфической изученности внеледниковой области имеют сводные карты четвертичных отложений. Одной из первых была карта четвертичных отложений европейской части СССР в масштабе 1 : 2 500 000 (1932 г.), а также листы международной карты четвертичных отложений Европы (МЧКЕ) в масштабе 1 : 1 500 000 по территории Украины (1937—1941 гг.), карты, составленные П. К. Заморием по Украине, К. Н. Негадаевым-Никоновым по Молдавии, Украине и Молдавии, Л. Б. Аристарховой по Прикаспийской низменности и др. Помимо стратиграфических схем, составленных разными авторами и зачастую различающихся между собой, в 1961 году впервые на межведомственном совещании была разработана унифицированная региональная стратиграфическая схема европей-

ской части СССР, утвержденная МСК в 1964 году. В нее входила и вся внеледниковая область. В настоящее время эта схема устарела.

В 1976, а затем в 1980 г. коллектив авторов (Климатические колебания..., 1976; Хроностратиграфическая схема..., 1980) на основе данных по геологии и фауне юга СССР предложили детальную схему стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, составленную в масштабе абсолютного геологического времени. Схема основана на детальном изучении отложений этого возраста: континентальных (аллювиальных, озерных и покровных), лиманных и морских (во внеледниковой области европейской части Советского Союза), фауны млекопитающих и моллюсков; использовались также данные пыльцевого анализа и палеомагнитных исследований.

Впервые для детального стратиграфического расчленения верхнеплиоценовых и антропогенных отложений широко использовались данные по мелким млекопитающим, главным образом, полевым *.

Обоснование принципов выделения стратиграфических подразделений по мелким млекопитающим дала Л. П. Александрова (1971 г., 1976). После изучения остатков грызунов стратотипических разрезов (хапрковского, тираспольского и хозарского комплексов) было установлено, что они характеризуются появлением новых родов (хапрковский — роды *Villanyia* и *Mimomys*, тираспольский — роды *Lagurus* и *Microtus*, хозарский — род *Arvicola*). Установлены эволюционные преобразования фауны этих комплексов во времени. Было отмечено появление в составе этих «руководящих» родов все более прогрессивных видов. Подобный же характер изменений был установлен также для одесского и таманского комплексов (появление и преобразование родов *Prolagurus* и *Allophaiomys*). Было также отмечено, что появление новых видов в разных линиях полевок происходит неодновременно. Это отражает различные темпы их эволюции, но в каждом случае появление нового вида свидетельствует о том, что он находится в стадии биологического прогресса, что подтверждается обширными размерами его ареала. По появлению этих новых форм выделялись фазы соответствующих комплексов (Александрова, 1976), а также переходные между ними фаунистические группировки.

В дальнейшем выяснилось, что в ряде случаев появление новых таксонов в фауне полевок было связано с миграцией, что отражает значительную перестройку ландшафтно-климатических зон. Поэтому появление нового таксона в какой-либо линии полевок вне зависимости от причин его возникновения (эволюционных или миграционных) рассматривалось как наиболее надежный критерий для проведения границ мелких стратиграфических подразделений — горизонтов. Таким образом, нижняя граница каждого такого горизонта совпадает с уровнем появления нового таксона в какой-то линии полевок, а верхняя — более прогрессивного таксона в той же линии или нового — в другой. В результате при построении схемы детальной стратиграфии было выделено 17 таких горизонтов, обоснованных эволюционными и миграционными преобразованиями фауны полевок.

Выделенные стратиграфические горизонты хорошо обосновываются фауной пресноводных моллюсков. В их развитии А. Л. Чепалыга в 1980 г. отметил чередование относительно теплолюбивых ассоциаций (термокомплексов) и более холодостойких фаун, связанных с похолоданиями и оледенениями (криокомплексов). В течение позднего плиоцено-плейстоцена он выделяет 24 крио- и термокомплекса пресноводных моллюсков по числу наиболее крупных похолоданий и потеплений. Резкая и частая смена климатических условий явилась причиной эволюционных изменений в филетических ветвях на уровне родов, подродов, ви-

* Номенклатура ископаемых форм дается по И. М. Громову (И. М. Громов и И. Я. Поляков, 1977 г.).

дов и подвидов. Учитывая рекуррентный характер фауны, изменения в ее составе, А. Л. Чепалыга предлагает считать эволюционно-миграционными.

Анализ спорово-пыльцевых комплексов, а также лёссово-почвенного разреза субаэральных образований дал возможность выделить в них «холодные» и «теплые» горизонты, отмечающие климатические колебания в течение рассматриваемого отрезка времени (Климатические колебания. . ., 1976; Хроностратиграфическая схема. . ., 1980). Обоснование схемы дано выше, при описании общей схемы стратиграфии. В приводимом ниже стратиграфическом очерке использована схема 1980 г., которая положена в основу общей стратиграфической шкалы, принятой в данном полутоме. Учтены также материалы исследований последних лет, в частности, все новые палеонтологические, палеоклиматические, радиометрические и палеомагнитные данные.

При составлении региональной корреляционной стратиграфической схемы (Прил. II) для эоплейстоцена и большей части нижнего плейстоцена, как уже упоминалось, за опорную стратотипическую область принята в значительной мере территория внеледниковой зоны, примыкающая к побережьям Черного, Азовского и Каспийского морей.

Рассматриваемые отложения изучаются уже много десятилетий и, естественно, что различные исследователи высказывали разнообразные мнения о их возрасте.

Даже и среди составителей этого раздела существует разногласие по ряду вопросов определения стратиграфического положения и корреляции тех или иных отложений в различных районах, что нашло отражение в тексте. В работе учтены, по возможности, все материалы, касающиеся стратиграфии четвертичных отложений территории юга европейской части СССР, которые авторы постарались изложить с достаточной объективностью.

Прежде чем переходить к последовательному региональному описанию стратиграфии внеледниковой области, необходимо критически рассмотреть некоторые существующие стратиграфические схемы этого региона.

Наиболее детально за последние годы стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних территорий была разработана М. Ф. Векличем и его соавторами.

Предложенная группой украинских исследователей во главе с М. Ф. Векличем (Веклич, 1968, 1980 г.; Веклич, Сиренко, 1977 г.; Палеогеографические этапы. . ., 1977 и др.) климатостратиграфическая схема лёссовых формаций Украины отличается от прежних схем детальностью расчленения лёссовых толщ на почвенные и лёссовые горизонты. Следует, однако, отметить, что стратиграфическое положение ряда горизонтов, а также увязка их с морскими и аллювиальными отложениями, возраст которых сейчас хорошо обоснован палеонтологически, недостаточно аргументированы, а иногда и просто неверны.

В ряде случаев в упомянутой схеме названные авторы отступают от традиционных и общепринятых положений: например, такие основные подразделения, как верхний плейстоцен, начинают не с рисс-вюрма-микулинского межледниковья, которому соответствует прилукская почва, а с удайского горизонта лёсса (начало валдайского оледенения), соответственно, средний плейстоцен в упомянутой схеме — с начала днепровского оледенения (орельский лёсс), а не с лихвинского межледниковья, которому соответствует завадовская почва. Таким образом, микулинские отложения отнесены к среднему плейстоцену, а лихвинские — оказались в нижнем плейстоцене.

Более всего возражений вызывает сопоставление лёссово-почвенных осадков с аллювием и морскими отложениями. Так, дофиновский горизонт, который М. Ф. Веклич и др. (1977) относят к средневалдайскому межледниковью, сопоставляется с новоэвксинскими морскими отложе-

ниями, хотя эти последние непосредственно предшествуют древнечерноморской трансгрессии и имеют более молодой (8—20 тыс. лет назад) возраст*. В этом случае совсем не находит себе аналогов в морской шкале причерноморский горизонт, который, по мнению М. Ф. Веклича, сравнивается с ошашковским горизонтом ледниковой области. В работе М. Ф. Веклича и др. (1977) карангатские морские отложения сопоставлены с кайдакской почвой (аналог одинцовского горизонта). Разъяснения этому сопоставлению в работе не дано. Необычна фаунистическая характеристика витачевского и прилукского горизонтов — в них указаны: *Mammuthus trogontherii* (Pohl)** и *M. primigenius* (Blum.). Первый свойствен лишь среднему плейстоцену, а второй является средне — верхнеплейстоценовой формой. Мамонтовая фауна, появляющаяся со среднего плейстоцена, также почему-то указана совместно с *Archidiskodon wüsti* (M. Pavl.)*** для тилгульского горизонта (нижний плейстоцен).

В упомянутых работах 1977 г. М. Ф. Веклич лихвинские отложения сопоставил с мартоношским горизонтом (0,920—0,700 млн. лет), а не с завадовским, как это было в более ранних работах; соответственно, окскую морену он относит к приазовскому горизонту (1,0—0,920 млн. лет). Последний показан как в основании плейстоцена, так и в неогене. Не оправдана корреляция окской морены с отложениями приазовского горизонта, содержащими фауну таманского комплекса (поздний апшерон).

Что касается более древних горизонтов, то корреляция их с отложениями, выделяемыми в принятой нами схеме, еще более затруднена, поскольку не всегда достаточно ясно стратиграфическое положение ряда выделенных М. Ф. Векличем горизонтов. Так, крыжановский горизонт, представленный по М. Ф. Векличу аллювием VIII террасы, содержит по приведенному им списку фауну моллюсков бошерницкого фаунистического комплекса апшеронского возраста, по данным А. Л. Чепалыги (1980), тогда как остатки млекопитающих из этого горизонта относятся к хапровскому комплексу В. И. Громова (акчагыл). Предлагаемая этим автором корреляция со схемой Западной и Средней Европы также представляется несостоятельной. Так, М. Ф. Веклич (1968) сопоставил верхнюю аллювиальную толщу VII террасы (его приазовский горизонт), залегающую в самых верхах отложений с таманским (поздний апшерон) фаунистическим комплексом — с претегелемом Западной Европы (средний виллафранк), фауна которого аналогична раннехапровской (средний акчагыл). Мартоношский горизонт с остатками *Archidiskodon wüsti***** (представитель нижнеплейстоценового тираспольского комплекса) и бакинско-чаудинской фауны моллюсков он коррелирует с тегелемом, для которого характерна фауна верхов среднего виллафранка, т. е. значительно более древнего хапровского фаунистического комплекса, относящегося к среднему — верхнему акчагылу. При этом никакого обоснования этой корреляции М. Ф. Веклич не приводит, так же как и для предложенной им корреляции кромерского интергляциала с интерстадиалом миндель I—II.

Все сказанное не позволяет рассматривать стратиграфическую схему М. Ф. Веклича с соавторами, как надежную основу корреляции. В связи с этим в региональной стратиграфической схеме мы упоминаем часть выделенных М. Ф. Векличем горизонтов почв и лессов, но в том стратиграфическом положении, которое выявляется для этих горизонтов по их сопоставлению с палеонтологически охарактеризованными слоями

* E. Degens and D. Ross (1972), Г. И. Попов (1970, 1973).

** По принятой в данном издании номенклатуре — *Mammuthus chosaricus* Dubrvo.

*** По принятой в данном издании номенклатуре — *Archidiskodon trogontherii* (Pohl).

**** По принятой в данном издании номенклатуре — *Archidiskodon trogontherii* (Pohl).

аллювиальных отложений. Там, где это сопоставление неясно, мы не сочли возможным их упоминание в схеме.

Наконец в 1980 г. опубликована еще одна схема М. Ф. Веклича. (см. полутом 1). Судя по приведенной в ней корреляции отложений Украины и некоторых стран Европы, стратиграфическое положение отдельных горизонтов в ней вновь изменилось.

Схема стратиграфии, принятая в настоящем разделе, хорошо согласуется с унифицированной схемой стратиграфии плейстоцена Украины, утвержденной МСК в 1964 г., которая положена в основу схемы, разработанной коллективом авторов (Схема периодизации... , 1970).

Нужно сказать также об одной из схем стратиграфии четвертичных отложений, предложенной в работах А. А. Величко, Т. Д. Морозовой, М. А. Певзнера (Величко и др., 1972, 1973; Величко, 1975), которая не вошла в корреляционную таблицу.

В этой схеме субаэральные отложения (лѣссы и ископаемые почвы) сопоставляются с ледниковыми образованиями Русской равнины и морскими отложениями северного Приазовья. Маркирующим горизонтом является днепровская морена, и в качестве стадияльных образований рассматривается московская морена (или флювиогляциальные отложения). В связи с этим, отсутствуют в схеме одинцовские и межледниковые отложения между днепровской и московской моренами, а граница среднего плейстоцена помещается авторами под днепровский лѣсс. Выше днепровского лѣсса выделен ресс-вюрмский (микулинский)-мезинский почвенный комплекс, а еще выше — три лѣссовых горизонта, разделенные брянской (паудорф 29—25 тыс. лет назад) и тимоновской или трубчевской почвами. Ниже днепровской морены залегают четыре горизонта доднепровских лѣссов и четыре доднепровские почвы.

В стратиграфической схеме названных авторов недоумение вызывает отсутствие следов почвообразования в среднем валдае (мологосексинском межледниковье, по А. И. Москвитину). Это тем более выглядит странным, что сейчас реальность внутривалдайского потепления в ранге межледниковья или, по мнению других исследователей, межстадиала, не вызывает серьезных возражений: известно достаточно большое число разрезов, в которых отложения этого времени (что подтверждается и абсолютными датировками) изучены. По материалам многих исследователей устанавливается внутривюрмская (внутривалдайская) трансгрессия океана, отголосками которой в Черном море может быть сурожская трансгрессия.

В настоящее время доказано наличие самостоятельного московского оледенения и существование одинцовского межледниковья. Во многих разрезах как в ледниковой области, так и за ее пределами — во внеледниковой области европейской части СССР, хорошо известны одинцовские подлесные подзолистые почвы, четко разделяющие субаэральные и другие образования времени московского и днепровского оледенений. Такие почвы неоднократно описывались в серии разрезов на средней Оке, в Подмосковье, на Украине. Кроме того, хорошо известны аллювиальные отложения одинцовского возраста, обычно погребенные под московским аллювием в бассейне Днепра, в долине Оки, в бассейне Волги, в бассейне Дона, где описывались и погребенные свиты аллювия (на IV террасе), и почвы, и озерные образования на междуречьях.

Авторы схемы — А. А. Величко, Т. Д. Морозова и М. А. Певзнер (1973) признают наличие подзолистой почвы в субаэральном толще, однако, считают, что эта почва входит в состав мезинского (микулино) почвенного комплекса (ранняя стадия почвообразования).

Возраст сложнопостроенных горизонтов ископаемых почв и лѣссов, расположенных ниже горизонта днепровского лѣсса, авторы определяют по соотношению с морскими отложениями Приазовья.

Две ископаемые почвы, лежащие непосредственно под горизонтом днепровского лѣсса (1-я и 2-я доднепровские), прослеживаются в лѣс-

сах, перекрывающих ногайскую террасу (верхний апшерон), и на более молодых террасах, самой поздней из которых является древнеэвксинская (разрезы у сел. Бессергеновка, Рожок и др.). Ссылаясь на старые датировки В. И. Громова (1948 г.), который относил палюдиновые пески Бессергеновки к минделю, авторы датируют 1-ю и 2-ю доднепровские почвы и разделяющие их лёсы ранним плейстоценом, включающим окское оледенение (или часть его); ему, по их мнению, соответствует лёс на древнеэвксинских отложениях. В этот же отрезок времени входит лихвинское межледниковье вплоть до начала днепровского времени.

Однако в настоящее время доказано, что палюдиновые пески Бессергеновки моложе таковых рожковской террасы и относятся не к миндельскому, а к миндель-рисскому (лихвинскому) времени, которому отвечают и древнеэвксинские отложения. Им соответствует сингильская фауна млекопитающих, в то время как в отложениях террас у с. Рожок встречены представители более древнего тираспольского комплекса с *Archidiskodon trogontherii* (Pohl.) (-A. wüsti M. Pavl.).

Если обе указанные почвы (1-я и 2-я доднепровские) и разделяющие их лёсы действительно венчают отложения древнеэвксинской террасы, возраст их не может быть древнее лихвина (который включает, по крайней мере, два потепления и разделяющее их похолодание).

И. П. Герасимов, А. А. Величко с соавторами (Меридиональный спектр..., 1980) выделяют роменское (рославльское) межледниковье, которое непосредственно следует за похолоданием (пронское оледенение?) и предшествует днепровскому ледниковью. При таком построении данные этих авторов противоречат материалам, приведенным упомянутой работе: косожский бассейн (отложения) Каспия отнесен к днепровскому ледниковью, а те же отложения в Черном Яре попали в роменское межледниковье; сингильский бассейн отнесен почему-то к пронскому ледниковью, так же как и поздний древний эвксин, хотя последний (Федоров, 1978 и др.) сопоставляется с поздней нижне-хазарской трансгрессией (косожские, черноморские слои с остатками млекопитающих хазарского комплекса), сингильские же слои с соответствующей фауной могут быть только лихвинскими (Хроностратиграфическая схема..., 1980).

Таким образом, датировки доднепровских горизонтов, предложенные И. П. Герасимовым, А. А. Величко с их соавторами (1980) требуют уточнения. Изучение субаэральных образований, распространенных на территории Южной Молдавии и Юго-Западной Украины и на северном побережье Азовского моря и сопоставление их с фаунистически охарактеризованными отложениями (аллювиальными, озерными и лиманно-дельтовыми) позволило К. В. Никифоровой, Н. В. Ренгартен и Н. А. Константиновой (1965) расчленить субаэральную покровную толщу, развитую на указанных территориях, на три разновозрастные пачки, которые образовались в различных климатических условиях. Все они принадлежат к определенным палеоклиматическим и почвенным зонам, существовавшим в отдельные периоды антропогенной истории.

В основу настоящего описания и положена эта работа, дополненная более детальными материалами, полученными в последние годы.

Большое значение имеют также палеомагнитные исследования морских плиоцен-четвертичных отложений, которые в СССР впервые были проведены А. Н. Храмовым (1963 г.). В дальнейшем исследовании были продолжены на наиболее полных разрезах акчагыла М. А. Певнером, Г. З. Гурарием и В. М. Трубихиным (Гурарий и др., 1976 г.).

В результате палеомагнитных исследований в Азербайджане и Туркмении установлено, что обратная намагниченность сохраняется практически весь апшерон, за исключением двух эпизодов прямой намагниченности в самых низах его разреза и в верхней части среднего апшерона. На основании этих данных, всю толщу отложений, начиная от верхов среднего акчагыла до кровли апшерона, можно отнести к па-

леомагнитной эпохе Матуяма, причем обратно намагниченные слои в основании апшерона, по-видимому, соответствуют эпизоду Олдувей палеомагнитной шкалы. Поскольку этот же эпизод констатирован и в основании калабрия Италии, палеомагнитные данные подкрепляют корреляцию апшерона с этим последним.

Инверсия палеомагнитного поля, разделяющая палеомагнитные эпохи Матуяма и Брюнес, определена внутри континентальной тюркянской толщи, разделяющей морские апшеронские и бакинские слои. Весь вышележащий интервал, охватывающий плейстоцен и голоцен, относится уже к эпохе прямой полярности магнитного поля (эпоха Брюнес), на фоне которой наблюдаются лишь незначительные кратковременные эпизоды с обратной полярностью.

Близкие результаты были получены при палеомагнитном изучении некоторых опорных разрезов континентальных отложений в долинах Днестра, Прута и Дуная. При палеомагнитном исследовании террас М. А. Певзнер (1972) установил, что аллювий пятых террас и соответствующие субаэральные образования, как и все более молодые осадки, характеризуются прямой намагниченностью, а отложения древних террас, начиная с VII по IX включительно — обратной.

Стратиграфическое описание отложений внеледниковой области в европейской части СССР дается по регионам в соответствии с прилагаемой корреляционной региональной схемой. Описание эоплейстоцена и нижнего плейстоцена дается по звеньям, поскольку горизонты выделяются не везде. Верхний плиоцен (акчагыл) в данном полутоме не показан, поскольку его детальное описание приведено в полутоме Стратиграфия СССР. Неогеновая система.

Отложения среднего и верхнего плейстоцена внеледниковой зоны удаётся детально расчленить во всех регионах, и они описываются по горизонтно. В связи с различным описанием отложений по горизонтам и звеньям соответственно меняется и порядок рубрикации текста.

Описание горизонтов, в соответствии с прилагаемой корреляционной схемой, ведётся от западных областей к восточным: Молдавия и Украина, Приазовье и Западное Предкавказье, бассейн нижнего Дона, северное побережье Черного моря, северное побережье Каспийского моря, Восточное Предкавказье, Нижнее Поволжье, Среднее Поволжье, Башкирское Предуралье. В основу стратиграфического подразделения положена принятая в полутоме общая стратиграфическая схема четвертичной системы.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

К эоплейстоцену относятся морские апшеронские отложения, развитые в области Каспия, и гурийские — области Черного моря; пресноводные отложения Одесского Причерноморья (надкуяльницкие слои или так называемый «верхний куюльник» Одессы, не имеющие отношения к собственно куюльницким верхнеплиоценовым отложениям Северного Причерноморья и Абхазии), аллювиальные образования в бассейнах Прута, Дуная, Днепра, Днестра, Дона и Волги, а также субаэральные образования, в том числе скифские пестроцветные глины с красно-бурыми ископаемыми почвами, и низы (красно-бурые глины) сыртовой толщи Заволжья.

Апшерон развит во внеледниковой области европейской части СССР менее широко, чем акчагыл. Морские осадки этого возраста распространены преимущественно в Прикаспийской низменности, а также в краевой части окаймляющих ее территорий (южная часть сыртового Заволжья, восточный борт Ергеней), в долине Маныча и в Приазовье. Морской апшерон в Каспийском бассейне достигает мощности 600 м и более.

Континентальные отложения, которые сопоставляются с апшероном в Поволжье залегают в пределах аккумулятивно-эрозионной верхне-

плиоценовой равнины, местами формируют слабо выраженные в рельефе террасы или образуют «покровы», сложенные так называемыми подсыртовыми песками, перекрытыми красноцветными суглинками. В бассейне Дона континентальные отложения этого возраста приурочены к древним долинам. В долинах рек Молдавии и юго-западной Украины аллювий эоплейстоценового возраста приурочен к VII—VIII террасам и верхней части IX террасы, а в Приазовье — к VI и VII террасам.

Морской апшерон был выделен Н. И. Андрусовым в 1897 г. в Прикаспийской низменности и на ее периферии его изучали П. А. Православлев, А. А. Богданов, М. М. Жуков, Я. С. Эвентов, Н. Я. Жидовинов, В. И. Курлаев и другие исследователи.

По схеме, предложенной в 1914 г. Д. В. Голубятниковым, апшерон имеет трехчленное деление. Такое расчленение апшерона нашло подтверждение и в схеме стратиграфии, составленной коллективом авторов (Стратиграфия неогена. . ., 1971). В последнее время появились двухчленные схемы деления апшерона, основанные на данных литологии и палеомагнитного изучения (по Г. З. Гурарию и др., 1976 г.), а также на выявлении двух различных этапов развития бассейна (раннеапшеронский — полупресноводный и позднеапшеронский — солоноватоводный), предпринятом А. Л. Чепалыгой в 1980 г.

Для расчленения континентальных отложений этого возраста целесообразно использовать данные по фауне млекопитающих, которые позволяют выделить в эоплейстоцене два звена. Нижнее из них, состоящее из трех горизонтов — домашкинського, бошерницкого и жеваховского (Хроностратиграфическая схема. . ., 1980), охарактеризовано одесским фаунистическим комплексом и отвечает нижнему (домашкинський и бошерницкий * горизонты) и среднему (жеваховский горизонт) апшерону Каспийской области. Верхнее звено, включающее два горизонта (ногайский и морозовский) содержит фауну таманского комплекса и параллелизуется с верхами среднего (ногайский горизонт) и верхним (морозовский горизонт) апшероном.

НИЖНИЙ ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Молдавия и Украина

Домашкинський горизонт. Стратотип его находится в Нижнем Поволжье у с. Домашкинские Вершины близ г. Куйбышева (С. С. Неуструев, 1902 г.; Павлов, 1925) и будет описан ниже в соответствующем регионе.

На территории южной части Молдавии и Юго-Западной — Украины к домашкинскому горизонту относится верхняя аллювиальная свита IX террасы крупных речных долин Прута, Дуная и Днестра (села Манта, Ферладаны, Рашков, Катериновка и др.). Они представлены в основном, серыми, зеленовато-серыми или серовато-желтыми карбонатными горизонтально-слоистыми глинистыми алевролитами, к низу сменяющимися тонкозернистыми песками. В описываемых отложениях встречаются остатки млекопитающих *Archidiskodon meridionalis meridionalis* (Nestl.), появляются полевки рода *Allophaiomys* (*A. pliocenicus*), подрода *Lagurodon* (*L. arankae*), рода *Ellobius* (Шушпанов, 1980). Моллюски представлены видами *Unio apscheronicus* Als., *U. bozdagiensis* Als., *U. pseudorumanus* Tsher., *Corbicula apscheronica* Andrus (только на юге). На более высоких террасовых уровнях в это время формируются желто-бурые и зеленовато-серые делювиальные суглинки и супеси, связанные постепенным переходом с упомянутыми отложениями.

* Положение отложений бошерницкого горизонта каспийской шкалы не достаточно ясно. Многие исследователи соотносят его со средним апшероном.

Бошерницкий горизонт. Стратотипический разрез этого горизонта находится у с. Бошерница в среднем течении Днестра (Чепалыга, 1967). Здесь на мысу между реками Черной и Днестром расположено известное обнажение VIII террасы Днестра, откуда А. Г. Эберзин определил богатую фауну моллюсков с *Bogatschevia sturi* (Högn.). В этом месте на высоте 115—120 м, по описанию А. Л. Чепалыги, вскрываются аллювиальные отложения, представленные гравием и косослоистыми песками, местами сцементированными в гравелит, с раковинами *Bogatschevia sturi* (Högn.). Выше они сменяются зеленовато-серыми супесями; мощность аллювия 1,5 м. Он залегает на цоколе, сложенном сарматскими известняками. В песках и гравии содержится обильная фауна моллюсков. Ее подробно изучил В. В. Богачев, а позже А. Г. Эберзин выделил в качестве самой молодой плиоценовой фауны. Г. И. Попов отложения с *Bogatschevia sturi* (Högn.) сопоставляет с апшероном.

Малакофауна бошерницкого горизонта — теплолюбивая, субтропическая, преимущественно реофильная левантинского типа, с последними скульптированными унионидами и вивипарами. Наиболее характерными видами являются *Bogatschevia sturi* (Högn.), *Wenziella zsigmondyi* (Hall), *W. wilhelmi* (Pep.), *Margaritifera arca* (Tsherp.), *Psilunio pseudosturi* (Hal.) Из мелких млекопитающих, по данным Л. П. Александровой, в Бошернице встречены *Allophaiomys pliocaenicus Kormos*, *Villanyia exilis Kretzoi*, *Mimomys cf. reidi Hinton*.

К описываемому горизонту относятся нижние свиты аллювия восьмых террас рек южной части Молдавии и юго-западной — Украины (села Бошерница, Долинское, Лиманское, Хаджимус и др.), а также аллювиально-озерные и лиманно-дельтовые толщи, включающие пачки желто-серых ожелезненных косослоистых разнотерристых песков, гравелитов и галечников. Последние, вверх по разрезу, переходят в горизонтально- и неяснослоистые зеленовато-серые пески, глинистые алевроиты и глины. В целом для этого горизонта характерна фауна млекопитающих одесского комплекса с *Archidiskodon meridionalis meridionalis* (Nesti) идентичным слону, описанному из Верхнего Вальдарно (Италия). Остатки лошадей принадлежат крупной форме стеноновой группы. Мелкие млекопитающие характеризуются присутствием некорнезубых полевок родов *Allophaiomys* (*A. pliocaenicus Kormos*) и рода *Prolagurus (Lagurodon) arankae* (Kretzoi). Кроме того здесь обнаружены *Mimomys reidi Hinton*, *Villanyia sp.*, *Promimomys cf. gracilis Kretzoi*, *Pliomys kretzoi Kowalski*, *Pliomys episcopalis Mehely*, *Pliomys kowalskii Schevtschenko*. На более высоких террасовых уровнях в это время формируется мощная красно-бурая почва, парагенетически связанная с описанным аллювием. Аллювий VIII террасы приурочен к аллювию IX террасы, верхняя часть которого представлена домашкинским горизонтом.

Жеваховский горизонт. Стратотипический разрез этого горизонта находится в черте Одессы. Здесь на западном берегу Куяльницкого лимана, в районе санаториев «Куяльник» и им. Семашко на куяльнических отложениях залегает песчано-глинистая толща, отнесенная Г. П. Михайловским (1909 г.) к куяльническому ярусу («верхний куяльник» Одесского района). В обнажении этой толщи, известной ранее в литературе как местонахождение в разрезе «Лестницы Тработти» на Жеваховой горе, собрана богатая коллекция остатков млекопитающих. Фауну млекопитающих из этих обнажений описывали И. Ф. Синцов, А. П. Павлов, В. Д. Ласкарев, П. И. Хоменко, И. Я. Яцко, И. Г. Пидопличко, А. И. Шевченко, Н. А. Константинова, В. А. Топачевский. Здесь встречены остатки *Anancus arvernensis* (Gr. et Job.), *Archidiskodon meridionalis meridionalis* (Nesti), *Paracamelus kujalensis* (Khom.), *Equus stenonis* Soc., *Elasmotherium caucasicum* Boris., *Eucladoceros sp.*, *Tamanalces sp.*, *Sus strozzi Forsyth Major* и др.

Из этих отложений Топачевский и др. (1979 г.) собрали и изучили фауну мелких млекопитающих: *Citellus* cf. *nogaici* Топачевский, *Stenofiber* sp., *Castor* sp., *Sicista* sp., *Allactaga ucrainica* I. Gromov et Schevtschenko, *Alactagulus* (?) *kujalnikensis* I. Gromov et Schevtschenko, *Pliopygerethmus brachydens* Топачевский et Scorig, *Plioscirotopoda stepanovi* I. Gromov et Schevtschenko, *Micropalax odessanus* Топачевский, *Spalax minor* Топачевский, *Cricetus cricetus* L. subsp., *Cricetulus* sp., *Ellobius kujalnikensis kujalnikensis* Топачевский, *E. ex gr. tancrei Blasius*, *Villanyia* cf. *petenyii* Mehely, *V. cf. hungaricus* Kormos (?-*V. lagurodontoides* Schevtschenko), *Mimomys* cf. *pliocaenicus* F. Major, *M. reidi* Hinton, *M. ex gr. pusillus-newtoni*, *M. ex gr. intermedius* Newton, *Mimomys* sp. (мелкая цементная форма с призматической складкой и передней маркой на M_1), *Kistangia* sp., *Clethrionomys* sp., *Prolagurus* (*Prolagurus*) *praerannonicus primaeus* Топачевский, *Lagurodon arankae* Kretzoi, *Allophaiomys pliocaenicus* Kormos (Шевченко, 1965; Топачевский, 1973). А. И. Шевченко выделила эту фауну в одесский фаунистический комплекс. Она обнаружила его в верхнем горизонте разреза у с. Крыжановка близ Одессы («верхний куяльник»). Своеобразие этой фауны заключается в появлении полевок подрода *Prolagurus* (*P. praerannonicus primaeus* Топачевский). Из крупных млекопитающих присутствуют *Archidiskodon meridionalis* (Nesti). Поскольку этот вид появляется впервые в отложениях, сопоставляемых с домашкинским горизонтом (верхние горизонты аллювия IX террасы рек Молдавии и Украины, к которым также приурочены и первые находки фауны некорнезубых полевок), мы считаем возможным относить фауну, известную из домашкинского и бошерницкого горизонтов также к одесскому фаунистическому комплексу.

Вместе с фауной млекопитающих одесского комплекса в отложениях стратотипа жеваховского горизонта у сан. «Куяльник» и в верхнем горизонте разреза у с. Крыжановка А. Л. Чепалыга описал фауну пресноводных моллюсков с *Bogatschevia scutum* Bog., подрод *Pseudosturia* и др. Здесь же отмечены апшеронские остракоды (по В. И. Семенову, В. Г. Шеремету, 1963 г.).

В Молдавии и юго-западной части Украины к жеваховскому горизонту относятся верхние аллювиальные свиты восьмых террас Прута, Дуная, Днестра (села Долинское, Чешмикиой, Лиманское, Хаджимус и др.).

Как правило, аллювиальные отложения жеваховского горизонта верхней части восьмых террас данных рек представлены зеленоватосерыми и зеленовато-палевыми тонкозернистыми и тонкогоризонтально-слоистыми алевритами или желтовато-зелеными песчаными глинами с массой известковистых конкреций, располагающихся по плоскостям напластования алевритовых пачек. В нижней части горизонта преобладают желтовато-серые мелко- и среднезернистые пески. Мощность всей толщи аллювия около 15—20 м.

На более древних террасах и на водоразделах в это время формируются зеленоватопалевые покровные суглинки.

Жеваховский горизонт характеризуется в общем остатками теплолюбивой фауны моллюсков средиземноморского типа, хотя по составу видов фиксируется некоторое похолодание климата (по сравнению с бошерницким временем). В этой фауне повышается значение бореальных элементов. Последние присутствуют в значительном количестве. В реофильных комплексах отмечается развитие родов *Bogatschevia*, *Pseudosturia*, *Potomida*, *Unio*, *Corbicula* (на юге), *Viviparus*, *Fagotia*, *Lithoglyphus*, *Theodoxus* причем, впервые появляется род *Pseudosturia*. Комплексы лимнофильных моллюсков представлены последними *Potamoscapha*, *Euphrata*, а также *Anodonta*, а стагнофильные — *Lymnaea*, *Planorbis*, *Coretus*, *Valvata*, *Bithynia*.

Группа видов, характерных только для этой фауны, включает *Bogatschevia scutum* (Bog.), *Euphrata bogatschevia* (Tsher.), *Potamoscapha tanaica* (Ebers.).

По-видимому, к жеваховскому горизонту относятся отложения, которые были обнажены на левобережье Днепра, ниже с. Каиры, в береговых обрывах Каховского водохранилища. Ныне они находятся под урезом воды. Здесь развиты преимущественно пески зеленовато-серые, мощностью 2—3,5 м, внизу лежат зеленоватые глины. Выше залегают более молодые покровные отложения, представленные супесями с серней ископаемых почв.

В зеленовато-серых песках, лежащих внизу разреза, И. Г. Пидопличко и В. А. Топачевский (1962 г.) обнаружили и описали остатки *Archidiskodon meridionalis* (Nesti), *Paracamelus alutensis* (Stefanescu) и остатки мелких млекопитающих: каирская фауна, по В. А. Топачевскому, представляется несколько более древней, чем ногайская (таманский комплекс). Древний колорит здесь создает *Eolagurus argyropuloi* I. Gromov et Parfenova, хомяки древнего облика и бобры рода *Steneofiber*, а также присутствие наиболее древних пеструшек, сходных с *Prolagurus (P.) praepannonicus primaevus* Torasevski.

Приазовье и Западное Предкавказье

Домашкинский горизонт. К домашкинскому горизонту в Предкавказье в долине р. Псекупс, в разрезе у ст. Саратовской относится средний горизонт аллювиальных отложений, содержащий раковины *Unio pseudorimantus* и др. (Чепалыга, 1967). Они представлены внизу галечниками и песками с линзами серых глин, которые кверху сменяются глинами и суглинками. В песках и галечниках обнаружены остатки полевок саратовской фауны *Clethrionomys kretzoi* Kowalski, *Vilanyia petenyii* Mehely, *V. fejervaryi* Kormos, *V. exilis* Kretzoi, *Promimomys cf. moldavicus jachimovitcii* Suchov, *Promimomys* sp., *Ellobius* aff. *tarchancutensis* Torasevski (Л. П. Александрова, 1977 г.).

Не исключено, что к тому же стратиграфическому уровню относятся остатки *Eucladoceros* sp. и *Paracamelus kujalensis* (Khot.) обнаруженные Л. И. Алексеевой (1977) в верхних галечниках балки Холодной. Весьма вероятно, что в данную же фаунистическую ассоциацию попадает *Archidiskodon meridionalis meridionalis* (Nesti), остатки которого найдены также в балке Холодной (южная окраина ст-цы Саратовской) группой сотрудников из ГИН и ВСЕГЕИ; верхняя челюсть этого слона с двумя коренными зубами залегала в песчано-гравелитистых отложениях приблизительно на той же высоте над уровнем р. Псекупс, что и средняя толща в разрезе у станицы Саратовской (Л. П. Александрова, 1977 г.). По мнению Н. А. Лебедевой (1972, 1974 г.) эти отложения датируются верхним акчагылом. Однако большинство исследователей признает принадлежность остатков *A. meridionalis meridionalis* (Nesti) к апшеронскому, а не к акчагыльскому времени. Это представление основано на том, что в разрезах Азербайджана остатки *A. m. meridionalis* (Nesti) были обнаружены в полупресноводных отложениях нижнего апшерона с *Catilloides catilloides* (Sjoegr.) Кроме того, остатки слонов данного вида известны из континентальных аналогов апшерона в разрезах Молдавии и Украины (К. В. Никифорова, 1972 г., 1973). Поэтому в настоящей работе стратиграфический уровень с *A. m. meridionalis* (Nesti) сопоставляется с нижним и низами среднего апшерона — домашкинским, бошерницким и жеваховским горизонтами.

Нерасчлененным отложениям бошерницкого и жеваховского горизонтов отвечают морские слои разреза у г. Ейска с *Apscheronia propinqua* (Eichw.) и *Bogatschevia sturi* (Hogn) и отложения краснодар-

ского горизонта Кубани, а также, по-видимому, лиманно-морские среднеапшеронские отложения авандельты, вскрытые буровыми скважинами у Малого Кута (близ ст. Запорожской) на Таманском полуострове, содержащие раковины солоноватоводных и пресноводных моллюсков (Лебедева, 1972); они образовались в эпоху максимальной среднеапшеронской трансгрессии.

В Западном Предкавказье широко развиты нерасчлененные отложения нижнего эоплейстоцена. Формирование их происходило в условиях опреснения и глубокой регрессии морских бассейнов в начале апшерона. К ним предположительно отнесены континентальные аллювиально-дельтовые и аллювиально-озерные отложения, занимающие обширные площади на равнинах Доно-Кубанского междуречья. Эти отложения имеют небольшую мощность, представлены хорошо отсортированными диагонально-слоистыми песками, перемежающимися с пачками горизонтально-слоистых глин и алевроитов. В ряде карьеров, вскрывающих данные отложения у станиц Березанской, Старо-Минской и др. Н. А. Лебедева (1974 г.) обнаружила многочисленные кости *Archidiskodon meridionalis* cf. *meridionalis* (Nesti). К этому же подразделу Н. А. Лебедева относит пестроцветные скифские глины у г. Ногайска с остатками *A. m. meridionalis* (Nesti), где они развиты на лиманных (акчагыльских) слоях и несут на себе древнейшую в этом районе I (обиточенскую) оранжевую погребенную почву, а также делювиальные суглинки на склонах водоразделов.

Бассейн Нижнего Дона, Маныч, Ергени

В бассейне нижнего Дона к нижнему эоплейстоцену Г. Н. Родзянко относит кутейниковские слои — пески и глины, залегающие в древнем переуглублении долины р. Сала. В них обнаружены раковины *Adelina voluta* Andrus., которые, по мнению определявшего их В. В. Богачева, характерны для низов апшерона.

К жеваховскому горизонту в бассейне нижнего Дона принадлежат несмияновские слои, развитые в древней долине р. Сала. Здесь в озерно-аллювиальных отложениях встречены раковины *Bogatschevia scutum* (Bog.), *Potamoscapa tanaica* Ebers., *Pseudostruria brusinaiformis* (Mod.), *Unio kalmycorum* Bog., *U. emigrans* Bog. и др. (Богачев, 1924; Чепалыга, 1967), а также остатки грызунов *Mimomys (Microtomys) intermedius* Newton, *Prolagurus (Lagurodon) arankae* Kretzoi, *Allophaiomys ex gr. pliocaenicus — laguroides* и др. (Васильев, Александрова, 1965).

Несмияновские слои сверху постепенно сменяются красно-бурыми (скифскими) глинами, в связи с чем условно признается здесь апшеронский возраст последних.

Северное побережье Черного моря

К нижнему эоплейстоцену — жеваховскому горизонту, как уже было указано выше, относятся здесь песчано-глинистые пресноводные надкуляницкие отложения Одесского Причерноморья, охарактеризованные фауной солоноватоводных остракод (*Leptocythere propinqua* (Lif.), *Lythocypris liventalina* Evl., *Hemicythere* cf. *keimiriensis* (Magk), *Caspiocypris filona* (Liv.), *Cypridus* sp. свойственной апшеронским отложениям Каспийского бассейна (по В. Н. Семенову, В. Г. Шеремету, 1963 г.), и одесским комплексом мелких млекспитающих с *Promimomys* cf. *stehlini* Kormos, *Villanyia petenyii* Mehely, *Allophaiomys pliocaenicus* Kormos, *Prolagurus (Lagurodon) arankae* Kretzoi и несмияновским комплексом пресноводных моллюсков с *Bogatschevia scutum* (Bog.), *Potamoscapa tanaica* (Ebers.), *Unio chosaricus* (Bog.).

Здесь морские отложения апшерона не расчленены на горизонты по принятой нами схеме. Отложения опресненного нижнего апшерона согласно залегают на опресненных же осадках среднего — верхнего акчагыла.

Нижний апшерон, также как и подстилающие его толщи верхнего акчагыла, представлен полупресноводными отложениями с фауной дрейссен. В пределах Восточного Предкавказья они изучены слабо и с определенностью указываются лишь в единичных пунктах.

Среднеапшеронские отложения содержат богато представленную фауну *Apscheronia propinqua* (E i c h w.), *A. eurydesma* A n d r u s. и др.; верхнеапшеронские отложения вновь содержат обедненную фауну *Parapscheronia raricostata* (S j o e g r.) и др. Эти отложения представлены глинами и песками, а вблизи Сунженского и Терского хребтов — глинами, суглинками и песками с прослоями глин, которые вверху сменяются пресноводными суглинками. Общая мощность апшеронских отложений здесь достигает 1000 м.

К нижнему эоплейстоцену относятся также озерно-лиманские и озерно-аллювиальные отложения, широкой полосой окаймляющие побережье апшеронского бассейна и подстилаемые фаунистически охарактеризованными акчагыльскими отложениями. К нижнему эоплейстоцену здесь относится местонахождение у пос. Подгорное, вблизи западной окраины г. Георгиевска. Здесь, в песках аллювиально-озерной толщи, был найден скелет слона *Archidiskodon meridionalis meridionalis* (N e s t i) остатки *Anancus arvernensis* (C r. et J o b.), *Equus* cf. *stenonis* C o s c h i, *Eucladoceros* sp. (В. Е. Гарутт, Н. И. Сафронов, 1965 г.; Верещагин, 1957).

На Притеречной равнине, в Черных горах и в пределах Терского хребта к нерасчлененному апшерону относится континентальная, так называемая алиуртская свита, мощностью около 500 м, представленная переслаиванием синевато-серых, желтоватых и красно-бурых глин с прослоями песков (Геология СССР, т. 9, 1968). В западной части Дагестана континентальные апшеронские отложения представлены рыхлыми галечниками мощностью менее 80 м; они лежат на водоразделе рек Самур—Курах-чай, а к востоку сменяются прибрежно-морскими осадками.

Нижнее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность, северное побережье Каспийского моря

Отложения нижнего эоплейстоцена — ниже- и среднеапшеронские слои — распространены в центральной и южной частях Прикаспийской впадины. Это глины с прослоями песков и алевролитов мощностью менее 300 м в центральных частях впадины, содержащие *Parapscheronia apscheronia raricostata* (S j o e g r.) *A. eurydesma* (A n d r u s.), *Catilloides dibius* (A n d r u s.), *C. catilloides* (A n d r u s.), *Hyrkania* sp., *Monodacna sjoegreni* A n d r u s., *Dreissena carinatocurvata* S i n z., *D. distincta* A n d r u s. и др. Встречается разнообразный комплекс остракод.

В нижеапшеронских отложениях (лески, алевролиты, глины) преимущественно встречаются раковины дрейссен, а в более южных районах (Астрахань) — *Apscheronia raricostata*, *Adelina kalicky* A n d r u s., *Adacna* sp. и др. Развиты эти отложения на междуречье Волги и Урала к югу от широты ст. Джаныбек; их мощность в центральной части Прикаспийской впадины достигает 200—250 м (по А. В. Вострякову и В. М. Сейдакину, 1976 г.).

За пределами северного Прикаспия апшеронское море распространялось по долине Урала. Эстуарий здесь доходил до устья р. Утвы.

В Куйбышевском Заволжье находится стратотипический разрез домашкинского горизонта. Он представлен пресноводными палюдиновыми

слоями, обнажающимися у с. Домашкинские Вершины: «домашкинские пласты» С. С. Неуструева (1902 г.) или «домашкинская серия» А. П. Павлова (1925). Эти слои залегают на отложениях морского акчагыла с солоноватоводной фауной и представлены желтоватыми и серыми тонко- и среднезернистыми песками мощностью от 1,5 до 2 м и зеленовато-серыми глинами, достигающими мощности 4 м. В этих слоях и особенно в песках встречается большое число раковин пресноводных моллюсков. Домашкинская фауна состоит преимущественно из лимнофильных бореальных форм современного типа, что указывает на заметное похолодание в это время. Это сравнительно обедненная по видовому составу фауна, представлена родами: *Unio* (*U. pseudorumanus* Tschep.); *Anodonta* (*A. transcaucasica* Als.), из вивипар отмечаются только гладкие *Viviparus sinzovi* Bog., *V. subconzinnus* Sinz., *V. limatus* Porov, присутствуют также представители родов *Valvata*, *Bithynia*, *Lithoglyphus*, *Sphaerium*.

В Каспийском бассейне эта фауна встречается вместе с раннеапшеронскими солоноватоводными моллюсками родов *Catilloides* и *Monodacna*.

Песчаная толща домашкинских слоев пылью и спорами охарактеризована слабо. Мелких млекопитающих из этого горизонта в Заволжье мы, к сожалению, знаем очень мало. По материалам Л. П. Александровой (1977 г.) здесь присутствует бесцементная полевка *Promiomys* cf. *moldavicus jachimovitcii* Sushov близкая к *P. m. jachimovitcii*, известной пока из дёмского (апшеронского) горизонта аккумуляевского местонахождения в Башкирии (Сухов, 1970) и обнаружен зуб *Allophaiomys pliocaenicus* Kogmos; присутствует также *Miomys intermedius* Newton, встречающийся в одесском комплексе грызунов, и остатки корнезубой полевки — *Lagurini* gen. С домашкинским горизонтом могут быть коррелированы новоказанские слои раннего апшерона (по Н. Я. Жидовину, Г. И. Кармишиной и др., 1982 г.). Выделение новоказанских слоев проведено по обедненному сообществу моллюсков (в основном рода *Dreissena*) и морских, солоноватоводных и пресноводных остракод. Из морских эвригалинных и солоноватоводных отмечаются *Paracyprideus naphthascholana* (Liv.), *Caspiocypris candida* (Liv.), *Loxoconcha eichwaldi* Siv., *Leptocythere andrussovi* (Liv.) и др. Из пресноводных встречены: *Cypria* ex gr. *candonaeformis* (Schw.), *Ilyocypris bradyi* Soars., *Candona neglecta* Soars. и др. Появление последнего вида свидетельствует о похолодании климата в раннем апшероне.

Споровопыльцевые спектры из новоказанских слоев лесного типа с преобладанием сфагновых и вересковых группировок при участии древесных хвойно-лиственного состава.

Бошерническому горизонту могут соответствовать цубукские слои среднего апшерона (по Н. Я. Жидовину, Г. И. Кармишиной и др., 1982 г.). В горизонте встречен богатый комплекс солоноватоводных моллюсков: *Parapscheronia volaroviči* (Andr.), *P. raricoștata*, *Sjoegr Catilloides*, *C. isseli* (Andr.), *C. dubius* (Andr.), *Monodacna laevigata* Andr., *M. sjoegreni* Andr.

Разнообразен также комплекс морских эвригалинных и солоноватоводных остракод: *Leptocythere basqueli* (Siv.), *L. multituberculata* (Liv.), *Loxoconcha petasa* Siv., *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *Caspiocypris mandelstami* (Schur.), *Leptocythere provoslavlevi* (Schw.), *L. apscheronica* Suz. и др. Эти сообщества моллюсков и остракод характерны для максимума апшеронской трансгрессии. Присутствие теплолюбивых элементов (*Corbicula*, *Leptocythere*, *Loxoconcha*) указывает на теплый климат. Слои охарактеризованы лесостепным спорово-пыльцевым комплексом (*Pinus*, *Picea*, *Betula* с небольшим участием широколиственных термофильных пород). Мощность цубукских слоев изменяется от 60 до 200 м.

Жеваховскому горизонту, по-видимому, могут соответствовать серо-глазовские слои, также широко распространенные в Северном Прикаспии и Нижнем Поволжье (по Н. Я. Жидовинову, Г. И. Кармишиной и др., 1982 г.). Слои выделены по обедненному комплексу среднеапшеронских солоноватоводных моллюсков: *Parapscheronia eurydesma* (A n d r.), *Catilloides catilloides* (A n d r.), *Corbicula* ex gr. *fluminalis* Müll. Возрастает число пресноводных устриц и вальват и др. Из остракод исчезают большинство видов *Leptocythera* и *Loxococoncha* и появляются гладкостворчатые солоноватоводные *Caspiocypris mandelstami* (S c h w.), *Advenocypris kuroudagensis* Klei n и пресноводные *Candona* ex gr. *angulata* S u g s. и др. Последний вид указывает на начавшееся похолодание в это время. Спорово-пыльцевой комплекс — степного типа с преобладанием пыльцы травянистых (маревых, полыней и разнотравья).

Мощность сероглазовских слоев от 20 до 100 м.

По результатам палеомагнитных исследований, проведенных В. Н. Ереминым, установлено, что новоказанские, дубукские и сероглазовские слои обладают обратной намагниченностью и отвечают эпохе Матуяма.

Среднее Поволжье, Прикамье

К нижнему эоплейстоцену (нижнему апшерону) в Среднем Поволжье принадлежит омарский горизонт, выделенный и описанный Г. И. Горецким (1964 г.). Он представлен зеленовато-серыми озерными глинами и диатомитами. Содержит диатомовые водоросли *Stephanodiscus* sp., *Flagillaria brevistriata* и др. Мощность горизонта до 20 м (Стратиграфия неогена..., 1971). Он залегает на верхнем акчагыле (биклянский горизонт) и перекрыт икским горизонтом. Икский горизонт (возможный аналог бошерницкого), выделенный Г. И. Горецким (1964 г.), представлен аллювиальными песками и глинами с *Viviparus kagarliticus* L u n g, *V. diluvianus* Kunth var. *gracilis* N. et var. *crassa* N., *V. fasciatus* Müll., *V. tiraspolitanus* P a v l., *Corbicula fluminalis* Müll.

Из остракод присутствуют *Cypria candonaeformis* (S c h w.), *Cyprideus littoralis* (B r a d u) и др. Мощность его 10—12 м (Стратиграфия неогена..., 1971). По данным Е. А. Блудоровой (1981 г.) в среднеапшеронское время в Прикамье преобладали сосново-еловые леса (сосны секции *Strobus*, *Banksia*, *Eupitys*; ели секции *Omorica* и *Euricea* при небольшой примеси берез, ольхи, дуба и лещины).

Башкирское Предуралье

Здесь аналоги домашкинского горизонта, которые были бы охарактеризованы палеонтологически, не выявлены.

Бошерницкому горизонту соответствует нижний подгоризонт дёмского (по р. Дёма) горизонта аллювия, залегающего на размывтой поверхности акчагыльских отложений (по В. Л. Яхимович и др., 1970, 1976; по В. К. Немковой и В. Л. Яхимович, 1977 г.). Описываемый песчано-галечный аллювий содержит современную флору лесостепного типа (при наличии единичных видов, предшествовавших современным). В растительном покрове того времени существовали сосново-березовые леса и разнотравные степи. Остатки млекопитающих, найденные в этом подгоризонте, характерны для одесского фаунистического комплекса с *Promiomys moldavicus jachimovicii* S u c h o v, *Prolagurus* (P.) cf. *praepannonicus* T o p a č e v s k i, *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus* K o r m o s, *Ellobius* sp. (Фауна..., 1977).

Среди моллюсков присутствуют *Bogatschevia* ex gr. *sturi* (H ö r n.) *Corbicula apscheronica* A n d r., *Viviparus* aff. *tiraspolitanus* P a v l., *V.*

subcrassus L u n g., *Lithoglyphys neumayeri* B r u s., *Bithynia vucotino-*
vici B r u s. (Попов, 1970).

Комплекс остракод пресноводный. Встречаются представители родов *Darwinula*, *Ilyocypris*, *Cypris* и др. при незначительном количестве эвригалинных *Cyprideis littoralis* (B r a d y). Появляются современные *Cypris pubera* (O. M ü l l.). На междуречьях описанным отложениям соответствует ископаемая почва. В основании этого подгоризонта, по материалам В. Л. Яхимович, установлен палеомагнитный эпизод Олдувей (?), что требует проверки.

С жеваховским горизонтом в Предуралье сопоставляются аллювиальные пески и гравелиты у с. Юлушево с характерной фауной моллюсков: *Bogatschevia scutum* (B o g.), *B. subscutum* T s c h e r., *B. brusinaiformis* M o d., *Pseudosturia caudata* (B o g.), *Unio chosaricus* B o g., *Microcondylaea uralica* T s c h e r. (Фауна и флора Султанаево—Юлушево, 1982). С жеваховским горизонтом, по-видимому, может быть сопоставлен верхний подгоризонт дёмского горизонта в разрезе у с. Аккулаево, представленный коричневатыми озерными суглинками с единичными зёрнами *Picea excelsa* L i p k., *Pinus sect. Cembra* S r a s k. и травянистых растений, широко распространенных в плиоцене и плейстоцене. В этих же суглинках присутствуют в значительном количестве остракоды *Candona* aff. *candida* (O. M ü l l.) очень близкие, если не тождественные *C. candida* var. *humilis*, характерной для водоемов Скандинавского полуострова и Новой Земли. В этом же верхнем подгоризонте дёмского горизонта в разрезе у с. Симбугино также обнаружены холодолюбивые формы *Eucypris* ex. gr. *horridus* (S a r s.), *E. fatoa* и *Denticulocythere producta* (J a s k. et K o z.). Они встречены в массовом количестве (более 1000 экз.).

В разрезе у с. Аккулаево отложения дёмского горизонта прорезаны крутопадающими трещинами, которые врезаются в верхние слои аккумуляционного горизонта среднего акчагыла. По мнению В. П. Сухова, не исключено, что это мерзлотные трещины, которые свидетельствуют о глубоком промерзании пород во время накопления осадков верхнего дёмского подгоризонта.

ВЕРХНИЙ ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Во внеледниковой области европейской части СССР к верхнему эоплейстоцену принадлежат верхняя часть среднеапперонских и верхнеапперонских морские отложения и их континентальные аналоги, которые относятся к двум горизонтам: ногайскому и морозовскому.

Эти отложения содержат остатки млекопитающих таманского фаунистического комплекса.

Молдавия и Украина

Ногайский горизонт. Этот горизонт (стратотип у г. Приморское, северное Приазовье) слагает нижние аллювиальные свиты седьмых террас рек южной Молдавии и Украины и их стратиграфические аналоги.

В долинах Прута, Дуная и Днестра ногайский горизонт представлен аллювиальными, озерными и лиманно-дельтовыми отложениями. Как правило, в нижней части разреза упомянутых свит седьмых террас лежат светло-серые, местами ожелезненные косослоистые галечники, гравий и грубозернистые пески с песчаными конкрециями; выше они сменяются пачкой светло-серых плотных, иногда слюдистых песков и глин, чередующихся с зеленовато-серыми или буровато-серыми песками с известковыми конкрециями (села: Валены, Хаджи-Абдул, Этулия, Кицканы, Роги, Каменка, Великая Косница, Калиновка, Григориополь и др.).

На более высоких террасовых уровнях в это время формируется самая верхняя красно-бурная почва. В Одесском Причерноморье к но-

гайскому горизонту, по стратиграфическим соотношениям, отнесены нижние свиты лиманно-дельтовых отложений разреза, вскрывающегося у с. Морозовка на Хаджибейском лимане.

Ногайский горизонт содержит теплолюбивую фауну пресноводных моллюсков средиземноморского типа с явным преобладанием реофилов. Здесь не появляется ни одного нового рода или подрода, все новообразования имеют видовой ранг. Максимальное развитие здесь получает род *Pseudosturia* (*P. caudata* (Bog.), *P. rossica* (Ebers.), *P. brusinaiformis* (Mod.). Широко представлены *Potomida*, *Crassiana*, последние скульптурированные униониды; вновь появляется род *Pseudunio* (*P. moldavica* Tschep.). Специфическими для этого комплекса являются *Pseudosturia rossica* Ebers., *Potomida sublitoralis* Tschep., *Crassiana crassoides* Tschep., *Unio pseudochosaricus* Toratzevski Tschep.

Млекопитающие ногайского горизонта принадлежат таманскому фаунистическому комплексу. В нем встречаются остатки *Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dubrovo, *Equus* cf. *süssenbornensis* Wüst, *Asinus* sp., *Bison* sp. Среди остатков мелких млекопитающих определены *Prolagurus praerannonicus praerannonicus* и др.

Морозовский горизонт. Стратотип морозовского горизонта находится у с. Морозовка Одесской области (в 20—25 км к северу от Одессы) на восточном берегу Хаджибейского лимана.

Н. А. Константинова указывает на то, что в обрыве восточного берега Хаджибейского лимана в 1—1,5 км южнее с. Морозовка над куяльницкими слоями обнажается горизонтально-слоистая песчано-глинистая толща.

В алевроитовых и песчаных прослоях присутствует типичная «холодолобная» фауна пресноводных моллюсков обедненного состава. Здесь преобладают лимно- и стагнофилы; теплолюбивых элементов нет, из реофилов присутствуют представители рода *Unio* (*U.* cf. *kujalnicensis* Mang., *U. tumidus* Retz.). Наиболее многочисленны бореальные виды моллюсков *Anodonta cellensis* Gmel.; обычны легочные моллюски *Limnaea*, *Planorbis*, а также *Valvata*, *Bithynia*, *Theodoxus*. Очень редко встречается *Potomida* ex gr. *littoralis* (Cuv.). Эта фауна характерна для верхнего апшерона каспийского бассейна; местами она встречается вместе с солонатоводной апшеронской фауной (например, хребет Караджа, Боздаг — западный Азербайджан).

Фауна млекопитающих из стратотипического разреза принадлежит к заключительной фазе таманского комплекса. Тут были обнаружены остатки *Anancus arvernensis* (Cg. et Job.) — вероятно, переотложенные, *Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dubrovo, *Dicerorhinus etruscus* (Falc.), *Elasmotherium caucasicum* Borisov, *Bison tamanensis* N. Ver., *Tragelaphus* sp., *Pontoceros ambiguus* Ver., Alex., David et Baig., *Sus tamanensis* N. Ver., *Praemegaceros verticornis* (Dawk.), *Capreolus* sp., *Paracamelus kujalnensis* (Khom.).

Среди мелких млекопитающих — *Spalax* sp., *Citellus* sp., *Pliomys episcopalis* Mehely, *Clethrionomys kretzoi* Kowalski, *Miomys (Microtomys) reidi* Hinton, *Prolagurus (Lagurodon) arankae* Kretzoi, отмечается появление *P. (P.) pannonicus* Kormos, *Microtus (Pitymys) hintoni* Kretzoi (Александрова, 1965).

К морозовскому горизонту относятся также верхние пачки аллювиальных и лиманно-дельтовых отложений седьмых террас крупных рек юго-западной части Украины и Молдавии (села: Валены, Хаджи-Абдул, Этулия, Великая Косница и др.), а также зеленовато-серые делювиальные отложения, представленные плотными песчаными глинами и глинистыми алевроитами с массой железистых корочек и марганцевых примазок.

Призовье и Западное Предкавказье

Ногайский горизонт. Стратотипический разрез находится вблизи г. Приморское в Северном Призовье.

Местонахождение остатков позвоночных было открыто здесь Н. А. Соколовым и в дальнейшем изучалось И. Г. Пидопличко и В. А. Топачевским.

В этом разрезе вскрывается аллювиальная толща VI (ногайской) террасы мощностью около 6—7 м, лежащая на высоте 3—4 м над уровнем моря. В низах разреза на размытой поверхности известковистых красновато-коричневых скифских глин нижнего эоплейстоцена с остатками *Archidiskodon meridionalis* cf. *meridionalis* (Nesti) лежит галечник, местами сцементированный в конгломерат, с линзами грубозернистого косослоистого песка; вверх по разрезу он сменяется песками серыми грубозернистыми, диагонально- и косослоистыми, которые в самых верхах разреза приобретают горизонтальную и волнистую слоистость. Верхние горизонты разреза образованы тонкозернистыми песками и серыми алевритами. В нижних гравелитистых песках аллювиальной толщи ногайской террасы залегал почти полный скелет *Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dubrovo, описанный В. Е. Гаруттом в 1954 г. Из этой же толщи собрана богатая фауна мелких млекопитающих, принадлежащая таманскому фаунистическому комплексу. Здесь отмечаются *Ellobius kujalnikensis progressus* Topalčevski, *Clethrionomys kretzoi* Kowalski, *Villanyia* cf. *hungaricus* Kormos, *Miomys* (*Microtomys*) *reidi* Hinton, *M. (M.) intermedius kislangensis* Kretzoi и др. Появляется характерный для ногайского горизонта *Prolagurus (P.) praeparannonicus praeparannonicus* Topalčevski (определение В. А. Топачевского). Среди костей, собранных на пляже и в осыпи, здесь В. И. Громов определил *Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dubrovo, *Equus* cf. *süssenbornensis* Wüst, *Elasmotherium caucasicum* Boriss. Аллювиальная песчаная толща террасы перекрывается ярко-красными глинами.

VI ногайская терраса имеет весьма широкое развитие в Приазовье. Большой массив этой террасы имеется на южном берегу Таганрогского залива Азовского моря. Здесь толща, слагающая террасу, обнажена в серии обрывов между селами Порт-Катон и Маргаритовкой и содержит в ряде мест остатки млекопитающих таманского комплекса. По-видимому, эта же терраса имеет широкое развитие в бассейне Кубани, где формирующие ее отложения (аллювиальные и аллювиально-озерные) в долинах рек Лабы и Пшиша, содержат, по данным Н. А. Лебедевой (1963), остатки южных слонов и других млекопитающих таманского комплекса и раковины *Pseudosturia caudata* (Bog.).

Парастратотипический разрез ногайского горизонта с таманским комплексом млекопитающих расположен на северном берегу Таманского полуострова (урочище Синяя Балка). Здесь были найдены остатки *Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dubrovo, *Elasmotherium caucasicum* Boriss., *Equus* cf. *süssenbornensis* Wüst, *Bison tamanensis* N. Ver., *Trogontherium cuvieri* Fisch., *Castor tamanensis* N. Ver., *Canis tamanensis* N. Ver. и др.

Морозовский горизонт. В Приазовье выделение этого горизонта затруднительно. К нему предположительно отнесены отложения верхней части разреза VI террасы, содержащие в разрезе у с. Порт-Катон остатки *Archidiskodon meridionalis* cf. *tamanensis* Dubrovo. Это глины песчанистые, желтовато-палевые, перекрытые погребенной светло-коричневой почвой.

Бассейн Нижнего и Среднего Дона, Маныч, Ергени

Ногайский и морозовский горизонты в бассейне Нижнего Дона и на Ергенях не выделены. В долине Маныча морские отложения апшерона вскрыты в единичных скважинах и обнажениях. Вероятно, по долине Маныча происходило проникновение вод апшеронского бассейна в область Приазовья. В долине Маныча апшеронские отложения

выведены на поверхность в урочище Шарбулук, где представлены песчано-глинистыми осадками с *Apscheronia propinqua* (Eichw.).

К нерасчлененному апшерону (эоплейстоцену) относится кумылженская свита прихоперской серии, по данным В. П. Семенова и В. Г. Шпуль (1975 г.) сложенная песками с прослоями известняков и мергелей; в спорово-пыльцевых спектрах отмечается явное обеднение (по сравнению с растительностью суходольской свиты) плиоценового растительного покрова — выпадение теплолюбивых элементов, господство соснового леса, вверху преобладает пыльца трав (маревые, сложноцветные). По мнению названных авторов, по спорово-пыльцевым спектрам эти отложения сходны с апшеронскими осадками Прикаспия.

Апшеронские отложения восточного Предкавказья описаны выше.

Северное побережье Каспийского моря, Нижнее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность

В Каспийской области аналогов ногайскому горизонту не обнаружено. Возможно, ему отвечает какая-то часть сероглазовских слоев (см. выше).

Морозовскому горизонту соответствуют верхнеапшеронские замьянские слои. Стратотипический разрез их описан в скважине, пробуренной у с. Замьяны Астраханской области в интервале 105—160 м (по Н. Я. Жидовинову, Г. И. Кармишиной и др., 1982 г.). Сложены они зеленовато-серыми алевритистыми глинами с прослоями песков и алевритов. Они выделяются по обедненному комплексу моллюсков: *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Catilloides bacuanus* (Andr.), *Catilloides cariniferus* (Andr.), *Monodacna laevigata* Andr., *Dreissena distincta* Andr. и остракод *Caspiolla* ex gr. *acronasuta* (Liv.), *C.* ex gr. *gracilis* (Liv.), *Baturinella kubanica* Schn. Здесь же обнаружен спорово-пыльцевой комплекс степного типа с господством маревых, при участии полыней, злаковых, с незначительной ролью древесных. Мощность замьянских слоев 50—60 м (по Н. Я. Жидовинову, Г. И. Кармишиной и др., 1982 г.). Замьянские слои намагничены обратно (эпоха Матуяма).

В долине Урала нерасчлененные средне-верхнеапшеронские отложения прослеживаются до устья Утвы, где содержат солоноватоводную и пресноводную фауну моллюсков и растительные остатки. Такое же замещение устанавливается по долинам рек Чижи и Мерекень.

Замещение морских отложений пресноводными (с *Viviparus*, *Planorbis*) отмечается и по северо-восточной окраине Прикаспийской низменности.

Сравнительно недавно апшеронская солоноватоводная фауна моллюсков обнаружена в Саратовском Заволжье и Западном Казахстане в подсыртовых песках, лежащих в основании сыртовой толщи. Эти пески мелкозернистые, слюдистые, имеют мощность до 10—20 м. В них встречен богатый комплекс остракод, характерный для среднего апшерона и фауна моллюсков *Parapscheronia* ex gr. *raricostata* (Sjoeggr.), *Catilloides* sp., *Apscheronia propinqua* Eichw. (Жидовинов, Курлаев, 1971), в связи с чем эти осадки относят к прибрежно-морским фациям апшеронских отложений. Мы сопоставляем средний апшерон с жеваховским и ногайским горизонтами (возможно к началу его следует относить и бошерницкий горизонт). Акчагальский возраст подсыртовых песков, как считал А. И. Москвитин и другие, не подтвердился.

В нижнем Заволжье среднеапшеронские подсыртовые пески перекрыты красно-бурыми глинами сыртовой толщи, которые отделены от подсыртовых песков размывом, а иногда на контакте наблюдаются следы почвообразования. По данным Н. Я. Жидовинова и В. И. Курлаева (1971), в красноцветных глинах найдены *Hyrkania* sp., *Apscheronia* sp., *Catilloides bacuanus* (Andr.) и эвригалинные остракоды, что

дает основание упомянутым авторам относить эти отложения также к среднему апшерону. Они намагничены обратно и относятся к эпохе Матуяма.

Красно-бурые глины вверх по разрезу сменяются коричнево-бурыми, в нижней части которых обнаружен обедненный комплекс средне-апшеронских (по Г. И. Кармишиной) остракод. Одновременно с последними в них появляются виды, характерные, по мнению Г. И. Кармишиной, Н. Я. Жидовинова и др. (1982 г.) для позднего апшерона — *Prolimnocythere* aff. *dorsotuberculata* (Neg.), *Limnocythere* aff. *inopinata* Baird. Если это так, то на основании приведенных материалов, можно определить возраст коричнево-бурых глин (по крайней мере нижней их части) позднеапшеронским. В Саратовском и Волгоградском Заволжье в позднеапшеронских отложениях встречаются холодолюбивые пресноводные остракоды *Cytherissa* ex gr. *lakustris* Sars, что свидетельствует о похолодании в позднем апшероне. По данным В. Н. Еремина, возможно, две трети коричнево-бурых глин соответствуют также эпохе Матуяма. Верхняя часть этих глин намагничена прямо и отвечает, по мнению автора, эпохе Брюнес. На границе красно-бурого и коричнево-бурого горизонтов автором выявлен эпизод прямой намагниченности, который может быть сопоставлен с эпизодом Харамилью. По этим данным красно-бурый горизонт соответствует верхней части среднего апшерона, большая часть коричнево-бурого горизонта — позднему апшерону, а верхняя — плейстоцену. В Куйбышевском Заволжье у с. Домашкинские Вершины выше подсыртовых песков и красно-бурых глин среднего апшерона залегают толща коричневых глин и сизых суглинков, перекрытых толщей покровных желто-бурых суглинков с ископаемыми почвами. Указанные отложения слагают склоновую часть водораздельной возвышенности. По данным В. М. Трубихина, граница эпох Брюнес — Матуяма проходит в низах первой снизу коричнево-бурой почвы в толще покровных суглинков. По-видимому, низы этой толщи, начиная с ископаемой почвы могут быть коррелятны верхней части коричнево-бурых глин сыртовой толщи Саратовского Заволжья, покрывающей водораздельные возвышенности.

Среднее Поволжье, Прикамье

В области Среднего Поволжья к верхнему эоплейстоцену (ногайскому горизонту) относится, по-видимому, верхняя часть отложений икского горизонта. Его описание приведено выше в подразделе нижнего эоплейстоцена.

На водоразделах формируются красно-бурые глины сыртовой толщи. В позднеапшеронское время территорию Прикамья покрывали светлохвойные сосновые леса с небольшой примесью ели, липы, дуба, вяза и лещины. В какой-то отрезок позднего апшерона, вероятно, произошло похолодание — резко возросло значение кустарниковых берез.

На водоразделах в позднем апшероне формируется большая часть коричнево-бурых глин сыртовой толщи.

Башкирское Предуралье

Ногайский горизонт. Аналогами этого горизонта в Башкирском Предуралье, является аллювий давлекановского горизонта, описанный в разрезе у с. Аккулаево (Сухов, 1970); он представлен довольно грубым несортированным материалом. Мелкие млекопитающие из этого аллювиального подгоризонта в видовом отношении почти не отличаются от найденных в дёмском, но обогащенность остатками их уменьшается (Сухов, 1970). По мнению В. П. Сухова, эта фауна древнее ногайской и также может быть отнесена к одесскому фаунистическому комплексу, поскольку в ней сохраняются те же виды и отсут-

ствуют типичные ногайские формы. Он считает, что, по всей вероятности, костные остатки здесь частично переотложены из подстилающего дёмского горизонта. Мы условно сопоставляем давлекановский горизонт с ногайским горизонтом нашей схемы, поскольку он моложе дёмского, коррелируемого с бошерницким и жеваховским (нижний и верхний подгоризонты). На междуречьях формируется ископаемая почва.

Морозовский горизонт. К этому горизонту, который отвечает верхнему апшерону, могут относиться бурые озерные суглинки с пыльной холодолубивых растений. Они, по-видимому, могут быть условно сопоставлены с коричнево-бурыми глинами сыртовой толщи (верхи апшерона).

По материалам В. Л. Яхимович, с морозовским горизонтом сопоставляется толща аллювиальных отложений, развитых в долинах мелких рек, погребенных под субаэральными образованиями в пределах современных междуречий. В этих аллювиальных отложениях обнаружены остатки *Microtus (Pitymys) hintoni* Kretzoi, *Prolagus (P.) praerannonicus* Т о р а щ е в с к и.

На территории внеледниковой области в верхнем эоплейстоцене была уже ярко выражена широтная климатическая зональность. Так, на юге, в Прикаспии, эти отложения охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами степной и лесостепной, а на севере — в Поволжье — лесной растительности (смешанные хвойно-широколиственные леса). Более подробные сведения об изменении растительности и, следовательно, климата, приведены в работе И. В. Масловой (1960). По результатам спорово-пыльцевого анализа отложений, вскрытых скважиной у г. Кизляр, на границе акчагыла и апшерона отмечается похолодание. По нашему мнению, оно отвечает времени формирования домашкинского горизонта нашей схемы. Большая часть нижнего апшерона представлена здесь осадками, характеризующимися теплолюбивыми спектрами. По-видимому, этому потеплению соответствует время формирования отложений бошерницкого горизонта. В жеваховском горизонте нашей схемы (средний апшерон Каспия), прослеживается обеднение состава растительности (зона V, по И. В. Масловой) по сравнению с растительностью раннего эоплейстоцена. В конце среднего апшерона по спектрам выделяются следы потепления климата (зона VI по И. В. Масловой), которое может быть сопоставлено с потеплением, отмечаемым в ногайском горизонте. В то же время все три последние горизонта, которые составляют скифский надгоризонт, отличаются в общем теплолюбивой флорой.

С морозовским горизонтом мы сопоставляем спорово-пыльцевые зоны VII—IX, выделенные И. В. Масловой в том же разрезе; они, по-видимому, отвечают верхнему апшерону. В середине зоны VII совершенно исчезает пыльца лиственных пород. В зоне IX господствует пыльца степной растительности, среди древесной — преобладает сосна и береза.

Возможно, что потепление в конце раннего апшерона, отмеченное И. В. Масловой, приходилось на начало среднего апшерона, как это вытекает из материалов А. А. Чигуряевой и др. (бошерницкий горизонт тогда должен начинаться собой средний апшерон). Несомненно то, что климат в течение апшерона испытывал неоднократные колебания.

Всего в апшероне намечается по крайней мере три холодные и две теплые фазы.

А. А. Чигуряева насчитывает 8 фаз развития флоры и растительности апшерона на юге Северного Прикаспия. Начало апшерона характеризовалось влажной прохладной фазой (елово-сосновые леса с березой, ольхой и вересковыми с небольшим участием папоротников, плаунов и сфагновых мхов). Степная растительность представлена маревыми с небольшим участием сложноцветных и с эфедрой. На смену лесным сообществам в конце раннего апшерона пришли безлесные про-

странства. Доминировали маревые. Небольшие площади занимало редколесье — прохладная сухая фаза.

Начало среднего апшерона (3-я фаза) характеризуется сосново-еловыми лесами с вересковыми, папоротниками и сфагновыми мхами. Отмечается широкое развитие лесостепей с широколиственными породами, березовых колков и разнотравья. Характерно присутствие эфедры. Затем следует 4-я фаза — развитие безлесных пространств (отложения почти не охарактеризованы флорой) и вновь елово-сосновые, затем елово-сосново-березовые леса с примесью широколиственных (липа, вяз, орешник), с вересковыми, папоротниками, сфагновыми мхами — 5-я фаза. Следующая 6-я фаза — вновь безлесные пространства (немая пачка пород с единичными пыльцевыми зёрнами), которая сменяется сосново-еловой лесной фазой, с примесью широколиственных пород (7-я фаза). По А. А. Чигуряевой 7-я фаза характеризует начало позднего апшерона, возможно это самый конец среднего апшерона — ногайский горизонт. И, наконец, поздний апшерон завершает последняя 8-я фаза, безлесная.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ — ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Бассейн Нижнего Дона, Ергени, Ергенинская толща

Толща ергенинских песков слабо охарактеризована в палеонтологическом отношении. Предположительно возраст ее устанавливается по соотношению с другими толщами в широких пределах. Ергенинские пески развиты на Ергенинской возвышенности, на левобережье нижнего Дона, на Волго-Донском водоразделе и в Окско-Донской низменности. Первоначально эту толщу песков на Ергенях выделил и описал Н. Барбот де Марни (1862). Позже эти отложения в разных районах описывали И. В. Мушкетов, А. Д. Архангельский, А. А. Дубянский, М. Н. Грищенко, Г. И. Попов, Г. Н. Родзянко, А. И. Москвитин и др. П. А. Православлев относил их к флювиогляциальным образованиям времени плейстоценового оледенения, Ю. М. Васильев — к апшерону, А. И. Москвитин — к акчагылу, Г. Н. Родзянко — к верхнему понту — киммерию, М. Н. Грищенко — к олигоцен—миоцену. Если на Ергенях описываемая толща залегает на сарматских и понтических известняках, а в пределах Окско-Донской низменности собственно ергенинские пески, по М. Н. Грищенко, имеют олигоцен-миоценовый возраст, то совершенно очевидно, что «ергенинскими» зачастую назывались разновозрастные отложения.

Область распространения описываемых песков на Ергенях представляет собой древнюю аллювиальную равнину. По восточному борту Ергеней эти пески опускаются в сторону Прикаспийской низменности и, по мнению А. И. Москвитина, смыкаются с акчагылом (морским). По материалам Ю. М. Васильева они замещаются по простиранию морскими апшеронскими песками и, таким образом, являются аналогом подсыртовых песков Заволжья.

Г. Н. Родзянко считает, что в толщу ергенинских песков последовательно вложены акчагыльские (нагавские) и апшеронские (кутейниковские и несмияновские) отложения, и поэтому водораздельная ергенинская толща имеет более древний возраст.

По мнению Г. И. Попова (1947), нагавские слои образуют погребенную террасу (?), сложенную в ергенинскую толщу и подстилаемую ею. Между тем Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова и В. С. Яблоков в 1954 г. установили, что нагавские аллювиальные осадки (пойменная и старичная фации) связаны постепенным переходом с нижележащими русловыми песками (ергенинские, по Г. И. Попову). Поэтому нагавские слои не могут быть моложе ергенинских песков. По наблюдениям Ю. М. Васильева, в разрезе у ст-цы Жуковской нагавские слои пере-

крыты ергенинскими песками (кривские слои в этих разрезах, по Г. И. Попову); последние перекрыты скифскими глинами. Учитывая такое расположение слоев, можно полагать, что нижний возрастной предел ергенинской толщи определяется ее налеганием на нагавские слои. В ергенинских песках у хутора Нижне-Водяного были найдены остатки фауны млекопитающих *Gazella* sp. *Anancus* cf. *arvernensis* (?) (Сг. et Job.), *Males* sp. (?), *Rhinocerotidae* *indet.*, *Hipparion* sp. и др. (Л. И. Алексеева, 1958 г.), у хутора Рубашкина (долина Сала) — остатки полевок *Mimomys* (*M*) cf. *minor* Fejfar, *Mimomys* (*Microtomys*) *reidi* Hinton, *Microtinae* gen? (без корней с цементом) и др. (Васильев, Александрова, 1965), которые близки к фауне из несмияновских слоев. Присутствие некорнезубых форм в обоих местонахождениях позволяет относить их к эоплейстоцену. В результате палинологических исследований установили присутствие в песках ергенинской толщи единичной пыльцы трав — полыни, маревых и др.

Восточное Предкавказье. Нерасчлененные апшеронские отложения

В восточном Предкавказье к нерасчлененному апшерону предположительно относятся широко развитые толщи так называемых покровных или водораздельных галечников, залегающих на предгорных террасах и погружающихся в направлении от гор к равнине.

В центральной части Предкавказья к такого рода образованиям относятся галечники так называемой армянской террасы, которая широко развита в бассейне р. Подкумка и переходит на водораздел его с Кубанью. Она располагается над уровнем рек, на высотах от 90—120 до 175—200 м. В восточной части Предкавказья к этому же времени относятся, по-видимому, галечники Терского хребта. Этот уровень галечников может оказаться и более молодым, относящимся к нижнему плейстоцену.

На некоторых участках (в районе Золотого Кургана в пределах Терского хребта) акчагыл-апшеронские поверхности с покровом галечников испытывают тектонические деформации, и высоты их резко меняются на незначительном расстоянии. Галечники армянской террасы состоят главным образом из известняков, кварцитов, метаморфических сланцев и вулканогенных пород.

Аналогами галечников Золотого кургана в зоне Предкавказского прогиба, очевидно, являются какие-то горизонты в составе озерно-аллювиальных толщ, окаймляющих выходы прибрежно-морских отложений акчагыла и апшерона.

К подобным толщам относятся, вероятно, галечники, обнаруженные в с. Верхние Акчалуки, среди которых найдены остатки *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) и *Equus stenonis* Coschi (Громов, 1940).

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

К нижнему плейстоцену на описываемой территории внеледниковой области относятся аллювиальные отложения с остатками крупных и мелких млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса и соответствующей фауной моллюсков, тюркянская континентальная свита, бакинские и урунджикские морские отложения в области Каспия, чаудинские отложения Северного Причерноморья и Приазовья. Раннеплейстоценовый возраст установлен для аллювия V—VI террас рек Молдавии и юго-западной Украины, а также аллювиальных свит, погруженных в древних долинах Днепра, Волги, Дона и рек их бассейнов.

Раннеплейстоценовый возраст имеют горизонты ископаемых почв и лёссовых отложений, залегающие на скифских глинах и отделенные от отложений, синхронных днепровскому ледниковью, погребенной почвой лихвинского возраста.

Таким образом, нижний плейстоцен во внеледниковой области представлен различными типами осадков, группирующимися в целый ряд свит и толщ. В ряде случаев нижний плейстоцен описывается как нерасчлененный.

Молдавия и Украина

Днестровский надгоризонт. Этот надгоризонт охватывает михайловский, платовский и колкотовский горизонты.

Михайловский горизонт. Стратотипический разрез его находится у с. Михайловка в нижнем течении р. Днестр (описан А. Л. Чепалыгой, 1967). Как стратотип отложений самых низов плейстоцена выделен в 1976 г. (Климатические колебания. . ., 1976).

В долине Днестра он слагает нижнюю свиту аллювия VI террасы, которая не имеет широкого распространения и встречается обычно узкими полосами. Наиболее крупный массив ее протягивается к югу от г. Дубоссары до Комаровой балки и к западу от с. Пугачены. Осадки VI террасы вложены в отложения VII террасы, возраст которых датируется поздним эоплейстоценом.

В гравийном карьере на южной окраине с. Михайловки в стратотипическом разрезе, по описаниям А. Л. Чепалыги, обнажаются суглинки светло-зеленые и супеси с прослоями песков и массой обломков раковин. Мощность суглинков достигает 3,7 м. Они подстилаются песками (1,8 м) с прослоями гравия, в которых отмечаются многочисленные раковины пресноводных и наземных моллюсков *Viviparus achatinoides* Derh., *Lithoglyphus neumayri* Brus., *Fagotia acicularis* Fer., *F. esperoides* Cob., *Valvata antiqua* Sow.

По данным Л. П. Александровой здесь обнаружены зубы *Lagurus* aff. *transiens* Japossy., *Prolagurus (Lagurodon) arankaе* Kretzoi и *P. (P.) pannonicus* Kogtос. Эта часть разреза относится к платовскому горизонту. Михайловский горизонт обнажается в основании разреза. Он представлен гравием с прослоями песка, с раковинами *Crassiana crassoides* (Tsherp.) *Pseudosturia caudata* (Bog.), *Potomida littoralis* (Cuv.), *P. sublittoralis* Tsherp. и перечисленных выше гастропод (1,5 м). Из мелких млекопитающих обнаружены *Prolagurus (P.) pannonicus* Kogt., *P. (Lagurodon) arankaе* Kretzoi (данные Л. П. Александровой). В цоколе террасы обнажаются известняки среднего сармата.

В отложениях той же террасы Днестра на северной окраине с. Вечика Косница А. Л. Чепалыга указывает находки остатков *Archidiskodon trogontherii* (-wüsti) Pohl. — типичного представителя тираспольского комплекса. Зуб *A. trogontherii* (-wüsti) Pohl. обнаружен тем же автором в аллювии VI террасы Днестра в разрезе у с. Слободзея-Кремень вместе с раковинами *Crassiana crassoides* (Tsherp.), *Eolimnium pseudochosaricus* Tsherp., *Pseudosturia caudata* (Bog.), *Fagotia acicularis* Fer. и др.

Хорошие обнажения этого горизонта можно наблюдать: у сел Великая Косница, Тудорово, Слободзея-Кремень на Днестре у сел Валены и Слободзея-Маре на Пруте; у Нагорное и Долинское на Дунае и др.

Всюду здесь отложения михайловского горизонта представлены аллювиальными и лиманно-дельтовыми желтовато-палево-серыми разнозернистыми песками, гравием и галечниками; в долине Дуная для них характерны глыбы так называемых жерновых песчаников.

Фауна моллюсков михайловского горизонта характеризуется преобладанием ныне живущих и близких к ним форм. В то же время в ней сохранились еще эоплейстоценовые реликты: такие, как *Pseudostu-*

ria caudata (Bog.), *Crassiana crassoides* (Tsherp.) и др. Наряду с ними появляются типичные плейстоценовые и современные виды: *Viviparus tiraspolitanus* Pavl., *Fagotia acicularia* Feg. и др. Эта фауна моллюсков в общем теплолюбивая, встречается вместе с остатками *Archidiskodon trogontherii* (-wüsti) Pohl., а также *Equus*, близкой к *E. mosbachensis* Reichenau, *Praedama* sp., *Praemegaceros* cf. *verticornis* Dawk., *Allophaiomys* cf. *plioaenicus* Kormos и др., остатки которых обнаружены в аллювии четвертых террас Прута и Дуная (Константинова, 1967). Присутствие *Allophaiomys* вместе с типичными представителями тираспольского комплекса указывает на несколько более древний облик этой фауны, чем типичная тираспольская. Близкой по возрасту мы считаем петропавловскую фауну (Средний Дон), где отмечается появление архаичного представителя тираспольского рода *Microtus* (Александрова, 1973). Обе эти фауны отражают ранний этап формирования тираспольского комплекса. Подобная же фауна мелких млекопитающих обнаружена в верхней пачке аллювия в разрезе у с. Карай-Дубина (по А. К. Марковой, 1975 г.). Для нее также характерно присутствие представителей «тираспольских» родов *Lagurus* и *Microtus*.

На склонах водоразделов и более высоких террасовых уровнях времени накопления михайловского горизонта отвечает формирование красно-бурой ископаемой почвы — мартоношской, описанной М. Ф. Векличем в 1968—1977 гг. В публикациях 1977 г. М. Ф. Веклич с соавторами склонны сопоставлять с мартоношским горизонтом лихвинские отложения стратотипа (критика этих представлений дана выше).

Нижняя часть михайловского горизонта по данным В. М. Трубихина, имеет обратную намагниченность и относится к палеомагнитной эпохе Матуяма.

Платовский горизонт. Стратотипический разрез этого горизонта находится в северном Приазовье (описание его приведено ниже). На юге Молдавии к нему относятся по фауне пресноводных моллюсков и стратиграфическому положению (между михайловским и колкотовским горизонтами) верхние толщи аллювиальных и лиманно-дельтовых отложений шестых террас речных долин, представленные зеленовато-палевыми тонкими горизонтально-слоистыми глинистыми алевритами и алевритистыми глинами, а также аллювий лузановской террасы у с. Крыжановка. Отложения платовского горизонта характеризуются также остатками млекопитающих тираспольского комплекса и обедненной бореальной фауной пресноводных моллюсков без теплолюбивых элементов. Для нее характерны *Unio rumanoides* Tsherp., *Crassiana sokolovi* Bog., *Viviparus fasciatus* Müll. Из мелких млекопитающих верхнего горизонта VI террасы у с. Михайловка обнаружены *Prolagurus* (*Lagurodon*) *arankae* Kretzoi, *P. (P.) pannonicus* Kormos, *Lagurus* aff. *transiens* Janossy, а в аллювии лузановской террасы — *Lagurus transiens* Janossy, *Pitymys gregaloides* Hinton, *Microtus* cf. *nivaloides* F. Major.

Платовскому горизонту соответствуют лёссовидные суглинки (сульский горизонт по М. Ф. Векличу), формирующиеся на водоразделах, их склонах и на более высоких террасовых уровнях.

Колкотовский горизонт. Стратотипическим разрезом колкотовского горизонта является разрез нижних пачек аллювия V (колкотовской) террасы Днестра в Колкотовой балке (близ г. Тирасполя). Два верхних аллювиальных цикла относятся к окскому горизонту. Низы каждой пачки сложены крупнозернистыми песками с гравием и галькой, иногда цементированными в конгломераты. Перекрываются песчано-галечные отложения обычно пойменными песчанистыми зеленовато-серыми горизонтально- и волнисто-слоистыми глинами, супесями и мелко- и тонкозернистыми песками с небольшими линзами крупнозернистых песков и гравия. В колкотовском горизонте встречена богатая фауна пресноводных моллюсков с теплолюбивыми элементами. Характерными являются

Viviparus tiraspolitanus Pavl., *V. subcrassus* Lung., *V. geticus* (Pavl.), *Crassiana hassiae* (Haas), *Crassiana pseudocrassus* (Rossm). В основании горизонта встречаются крупные раковины *Margaritifera moldavica* Tschep., *M. robusta* Tschep., *Crassunio stevensianus* Kryn., *Crassunio mingrelicus* Drouet, *Viviparus kagarliticus* Lung., *Potomida Kinkelini* (Haas), *P. litoralis* (Cuv.) и др. Эта фауна характеризует достаточно теплый климат, близкий к южнобореальному или средиземноморскому.

Фауна мелких млекопитающих из колкотовского горизонта представлена остатками *Allactaga* sp., *Ellobius* sp., *Mimomys* (*Microtomys*) *intermedius* Newton, *M. (M.) majori* Hinton, *Clethrionomys* cf. *glareolus* Schreber, *Prolagurus* (*P.*) *posterius* Zazhigin, *L. sp.*, *Eolagurus* cf. *luteus* Evermann, *Microtus* (*Pitymys*) *arvaloides* Hinton, *M. (M.) arvalinus* Hinton. Кроме того, из этого и вышележащего окского горизонта (верхние пачки аллювия V террасы Днестра) были собраны кости крупных млекопитающих, принадлежащие тираспольскому фаунистическому комплексу. Впервые тираспольская фауна была подробно описана М. В. Павловой (1925 г.). В окрестностях Тирасполя найдены остатки *Archidiskodon trogontherii* (-wüsti) Pohl., *Doerorhinus kirchbergensis* (Jaeger), *Equus* cf. *süssenbornensis* Wüst, *Alcer latifrons* (Johns), *Praemegaceros verticornis* (Dawkins), *Cervus acoronatus* Beninde, *Ursus deningeri* Reich., *Camelus* sp. и др. (Плейстоцен Тирасполя, 1969).

По результатам пыльцевого анализа в колкотовском горизонте отмечается степная растительность с *Chenopodiaceae*, васильками, степными астрами, с примесью кустарников, шелковицы и липы; по данным А. И. Москвитина 1963 г. этот горизонт вскрывается также в Просняной балке (Суклейский карьер) близ Тирасполя, у сел Малаешты, Беляевка и др. на Днестре. В долине Прута к нему относятся лиманно-дельтовые отложения нижних террасовых толщ у сел Слободзея-Маре и Кислица, в долине Дуная — нижние аллювиальные и лиманно-дельтовые свиты у с. Нагорное и др.

В долине Прута и Дуная колкотовский горизонт представлен аллювиальными, озерными и лиманно-дельтовыми отложениями преимущественно зеленовато-серыми мелко- и тонкозернистыми алевролитами и супесями с отдельными прослоями галечников. В долине Днестра к нижней части окского и верхней части колкотовского горизонта относится венедская аллювиальная свита (Г. И. Горецкий, 1970 г.), идентичная выделенной Г. И. Горецким в долинах Камы и Волги. В толще покровных отложений этому времени отвечает коричнево-бурая ископаемая почва (лубенская почва, по М. Ф. Векличу и Н. А. Сиренко). Колкотовский горизонт завершает собой днестровское звено.

Окский горизонт. Стратотипический разрез находится на р. Оке у г. Чекалин (бывш. Лихвин) в ледниковой области европейской части СССР. К нему относятся моренные отложения времени оледенения, сопоставляемого нами с миндельским оледенением Западной Европы.

В Молдавии и на юго-западной Украине к окскому горизонту мы относим верхние пачки аллювия пятых террас основных речных долин, вскрывающиеся в разрезах этих террас близ тех же населенных пунктов, что и колкотовский горизонт.

Окские отложения представлены в разрезе V террасы Днестра в Колкотовой балке двумя верхними аллювиальными пачками косо- и горизонтально-слоистых галечников и гравия, переходящими вверх в пески и иловатые зеленоватые суглинки. При срезании вышележащей пачкой суглинков нижележащей пачки образуется единая песчано-гравийно-галечная толща. Здесь содержится бореальная фауна моллюсков обедненного состава и без теплолюбивых элементов. От богатой колкотовской фауны здесь остаются самые эвритермные виды: *Unio tumidus* (Rets.), *Unio pictorum* (L.), *Viviparus acerosus* Bourg, *V. fasciata*

Müll. Здесь обнаружены остатки *Ochotona* sp., *Spalax* sp., *Cricetus* sp., *Clethrionomys* cf. *glareolus* Schreber, *Lagurus transiens* Janossy, *L. (Eolagurus)* cf. *luteus* Eversmann, *Mimomys (Microtomys) intermedius* Newton, *M. (M.) majori* Hinton, *Pitymys arvaloides* Hinton, *P. cf. hinton* Kretzoi, *P. sp.* (sp. nov.?), *Microtus arvalinus* Hinton, *M. (M.) cf. nivaloides* F. Major, *M. ratticepoides* Hinton. В отличие от колкотовской фауны, здесь уже отмечается присутствие снежной полевки *Microtus (M.) cf. nivaloides* F. Major, а также высокоспециализированной формы *Pitymys* sp. (sp. nov.). Кроме того, в верхней аллювиальной пачке окского горизонта обнаружены остатки более прогрессивной формы пеструшки (*Lagurus* aff. *lagurus*) и архаичной формы копытного лемминга (?) *Praedicrostonyx* sp. Остатки крупных млекопитающих, как уже было указано, не отличаются от таковых, содержащихся в колкотовском горизонте.

По результатам пыльцевого анализа степная растительность колкотовского горизонта сменилась, по описаниям А. И. Москвитина (1963 г.), в окском — чисто таежной из сосны и ели*.

В низовьях долин Прута и Дуная верхние пачки аллювия пятых надпойменных террас обычно представлены зеленовато-палевыми и серыми горизонтально-слоистыми алевритами и тонкозернистыми песками, с прослоями зеленовато-серых комковатых глин. В них содержится фауна моллюсков, солоноватоводных остракод и фораминифер. Среди моллюсков отмечаются *Viviparus fasciatus* Müll., *Unio crassus sokolovi* Bog., *Dreissena polymorpha* Pall., *Sphaerium rivicola* Leach, *Valvata piscinalis* Müll. и др.

На склонах водоразделов и на более высоких террасах времени накопления окского горизонта отвечает формирование лёссов и лёссовидных суглинков (тилигульского горизонта, по М. Ф. Векличу 1968 и др.). В районе Одесского Причерноморья стратиграфическим аналогом отложений пятых террас (нерасчлененных колкотовского и окского горизонтов) являются лиманные отложения, представленные зеленовато-серыми глинистыми алевритами, обнажающимися в одном из оврагов, прорезающих берег Хаджибейского лимана у пос. Большевик. Здесь был обнаружен полный скелет *Archidiskodon trogontherii (-wüsti)* Rohl. — типичного представителя млекопитающих тираспольского комплекса.

Из этих отложений известна также хаджибейская фауна мелких млекопитающих (Шевченко, 1965). Возможными аналогами отложений тех же двух горизонтов V террасы Днестра могут быть песчано-галечные отложения близ с. Тихоновка (Топачевский, 1965), в которых присутствуют остатки фауны мелких млекопитающих, подобные указанным выше.

Приазовье и Западное Предкавказье

Михайловский горизонт. В Приазовье к михайловскому горизонту предположительно относятся осадки погребенных долин, вложенных в отложения ногайской террасы. Это буровато-желтые песчано-глинистые породы, отделенные от ногайской песчаной толщи отчетливым размывом. В описываемых отложениях (михайловский горизонт) обнаружены остатки *Bison* cf. *schoetensacki* Freud. (определение В. И. Громова). Здесь же встречена фауна моллюсков *Viviparus subconcinus* Sinz., *V. pseudoachatinoidea* Pavl. и др. Эти отложения залегают стратигра-

* Л. П. Александрова (1981), в стратотипическом разрезе лихвинских отложений у г. Чекалина под линзой межледниковых озерных отложений обнаружила остатки холодолюбивой фауны полевков. Содержащие эту фауну отложения являются перигляциальным аллювием окского времени. Л. П. Александрова считает, что по уровню эволюционного развития фауна из отложений Чекалинского разреза моложе, чем фауна из верхней толщи колкотовского разреза, которую мы относим к окскому горизонту. В этом случае верхняя толща колкотовского разреза может быть более древней. Окончательное решение этого вопроса возможно после дальнейшего изучения.

фически ниже отложений, формирующих V и IV террасы Приазовья, которые относятся к платовскому и колкотовскому горизонтам. Среди субэаральных отложений к михайловскому горизонту относится нижняя ископаемая почва, входящая в педокомплекс 2-ой (ногайской — по Н. А. Лебедевой) кирпично-красной почвы.

Платовский горизонт. Стратотипический разрез его находится у с. Платово к западу от Миусского лимана. В Приазовье горизонт представлен лиманно-морскими и дельтовыми отложениями чаудинского возраста, слагающими V террасу Азовского моря (Лебедева, 1972). В подоле террасы обнажаются (условно) эоплейстоценовые отложения. Образования, формирующие V террасу Азовского моря, прислоняются к михайловскому горизонту. Базальный горизонт этой террасы мощностью 7—10 м представлен прибрежно-морскими и дельтовыми косо- и горизонтально-слоистыми песками с раковинами моллюсков и остатками мелких млекопитающих. Здесь содержится обедненная бореальная фауна пресноводных моллюсков без теплолюбивых элементов. По определению В. В. Богачева в горизонте встречаются: *Viviparus fasciatus* Müll., *V. subconcinus* Sinz., *V. istriena* Pavl., *Unio tumidus* (Retz.), *U. chosaricus* Bog., *Crassiana socolovi* Bog.; из солоноватоводных моллюсков отмечаются *Didacna eulachia* Fed., *D. pseudocrassa* Pavl. Отсюда же известны находки зубов грызунов: *Mimomys (Microtomys) ex gr. intermedius* Newton, *Prolagurus (Lagurodon) arankae* Kretzoi, *P. (P.) pannonicus* Kormos, *P. (P.) cf. pannonicus* Kormos, *Eolagurus luteus praeluteus* Schevtschenko, *Lagurus transiens* Janossy, *Microtus (Pitymys) gregaloides* Hinton M. (*P. arvaloides* Hinton и др. (Н. А. Лебедева, 1965 г.; определение Л. П. Александровой, см. Агаджанян, 1972). Из того же базального слоя разрезов V террасы у пос. Герасимовка на северном берегу Миусского лимана, у Таганрога и у пос. Рожок известны находки остатков *Archidiskodon trogontherii (-wüsti)* Pohl., *Bison shoetensacki* Freudenberg, *Equus mosbachensis* Reichenau — типичных представителей тираспольского комплекса. Обнаруженные здесь остатки грызунов по определению Л. П. Александровой аналогичны платовским.

Выше пески сменяются лиманно-морскими горизонтально-слоистыми глинами и алевролитами, которые содержат почти исключительно солоноватоводную верхнечаудинскую фауну: *Submonodacna pleistopleura* Davit, *Didacna parvula* NaI., *D. pseudocrassa* Pavl., *D. baericrassa* Pavl. и редкие линзы с дрейссенами (4—6 м). Это колкотовский горизонт. На лиманно-морских слоях залегают слоисто построенные поровые лёссовидные отложения с семью горизонтами погребенных почв.

На основании находок в толще V платовской террасы Приазовья остатков млекопитающих тираспольского комплекса, отложения, слагающие эту террасу, сопоставляются с бакинскими слоями Каспия, поскольку в Мингечаурском районе Азербайджана в морских слоях с бакинскими солоноватоводными моллюсками обнаружен тот же териокомплекс (Лебедева, 1972). Лиманно-морские чаудинские слои Северного Приазовья выполняют глубокие эрозионные врезы, подошва которых лежит ниже уровня моря. Чаудинские террасы, в особенности V (платовская), имеют широкое развитие в Северном Приазовье. Толща, образующая платовскую террасу, слагает обширные массивы на Миусском полуострове, обнажается в серии разрезов по северному и южному берегам Таганрогского залива Азовского моря. К ней прислонены отложения, формирующие четвертые террасы, низы которых относятся к колкотовскому горизонту.

Нижнечаудинские опресненные слои, развитые на северном берегу Таманского полуострова, обнажаются в высокой (60—70 м) платообразной береговой террасе у мысов Каменного и Пекла. Здесь они содержат, как и у мыса Чауда, раковины *Didacna baeri-crassa* Pavl. и *D. parvula* NaI., известные из нижнебакинских отложений Каспия.

Среди субаэральных отложений к платовскому горизонту относится нижний горизонт лёссовидных суглинков, который вклинивается в мощную кирпично-красную почву — 2-ю ногайскую, по Н. А. Лебедевой (1965 г.).

Наличие в платовском горизонте обедненной бореальной фауны пресноводных моллюсков без теплолюбивых элементов, а также лёссовидных отложений позволяет считать, что образование платовского горизонта приходится на холодный этап времени. Возможно, что этому же времени соответствует и накопление морены (донской), обнаруженной в последние годы в районе г. Мичуринска и на Среднем Дону, к которой, по мнению Р. В. Красненкова и его соавторов, изучавших в 1972 г. эту морену, прислонены аллювиальные отложения с тираспольской фауной мелких млекопитающих (близкой фауне колкотовского горизонта).

Колкотовский горизонт. К этому горизонту относятся лиманные и морские слои IV (рожковской) террасы Азовского моря, аллювий нижнеплейстоценовой террасы Кубани с элементами фауны тираспольского комплекса. Лиманно-морские чаудинские отложения и образования, слагающие четвертые террасы Северного Приазовья (пос. Рожок), содержат в совместном залегании чаудинские раковины солоноватоводных *Didacna parvula* N a l., *D. baericrassa* P a v l., *Submonodacna pleistopleura* D a v i t., костные остатки животных тираспольского комплекса: *Bison schoetensacki* F r e u d e n b e r g, *Archidiskodon trogontherii* (-wüsti) P o h l. и остатки мелких млекопитающих, известных из нижнего плейстоцена.

В ряде разрезов Северного Приазовья Н. А. Лебедева, в 1965 г. выявила прислонение к чаудинским лиманно-морским слоям IV и V террас — толщи древнеэвксинской III террасы и установила, таким образом, более молодой возраст последней. Тем самым доказано, что так называемые палюдиновые пески Северного Приазовья, обнажающиеся здесь на большой площади и относимые к одному горизонту (А. П. Павлов, В. Г. Бондарчук, В. А. Хохловкина и др.), в действительности разновозрастны: пески, слагающие IV и V террасы, относятся к нижнему плейстоцену, пески же III террасы, вскрывающиеся у с. Бессергеновки и содержащие там раковины древнеэвксинских моллюсков — к среднему плейстоцену.

В Западном Предкавказье к нерасчлененному нижнему плейстоцену относится аллювиальная толща воздвиженской террасы Кубани, в которой Н. А. Лебедева обнаружила череп *Archidiskodon trogontherii* (wüsti) P o h l. Аллювиальная толща нижнеплейстоценовой террасы Кубани выполняет глубокие эрозионные врезы в толще эоплейстоценовых отложений, содержащих остатки млекопитающих таманского комплекса. Для покровных субаэральных отложений, залегающих выше аллювиальной толщи нижнеплейстоценовых террас Кубани, характерно присутствие одной красно-бурой почвы.

Бассейн Нижнего Дона, Маныч, Ергени

К нижнему плейстоцену (не расчлененному на горизонты) здесь относятся отложения нагибинской (V надпойменной) террасы Дона — аллювиальные песчано-глинистые отложения на р. Донская Царица, у хут. Грачи, в долине р. Сал у хут. Шамин и др. В долине Северского Донца П. К. Заморий описал миндельскую террасу, аллювий которой считает аналогом аллювия гуньковской террасы Днепра.

На Нижнем Дону и в долинах его притоков цоколь нагибинской террасы располагается у уреза реки (хут. Шашкин) или выше (хут. Шамин). Часто аллювиальные отложения этого возраста с размывом перекрыты более поздними аллювиальными свитами среднего плейстоцена: например, в низовьях Медведицы и у хут. Горского нижнеплей-

стоценовая терраса (45—55 м) с *Viviparus fasciatus* Müll., *V. cf. tiraspolitanius* Pavl. в аллювии известна у г. Цимлянска.

Из нижнеплейстоценовых аллювиальных осадков известны находки остатков млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса: *Archidiskodon trogontherii* (-wüsti) Pohl, *Praemegaceros verticornis* (Dawkins), *Equus süssenbornensis* Wüst — р. Медведица (Васильев, 1969), *Archidiskodon cf. trogontherii* (?) (-wüsti) Pohl, *Equus* sp., *Trogontherium* sp., полевок *Mimomys* (*Microtus*) cf. *intermedius* Newton, *Prolagurus* (*P.*) cf. *pannonicus* Kогтос (Северский Донец — у с. Петровского, Л. И. Алексеева, 1966 г.), *Megaloceros* sp. — Нижний Дон у хут. Горского (Васильев, 1969).

В аналогичных отложениях содержится фауна пресноводных моллюсков *Viviparus bocki* Hal., *V. geticus* Pavl., *V. kagarliticus* (Lung.), *V. tiraspolitanius* Pavl., *V. subcrassus* Lung. у хут. Шашкин на р. Медведица.

По материалам, опубликованным Г. И. Горецким в 1957 г., в отложениях нагибинской террасы вложены бакинские отложения Маныча, а также нижнеплейстоценовая (венедская) аллювиальная свита. По его мнению, эта свита образовалась во время большого интерстадиала; в низовьях Дона она залегает под аллювием IV (мариинской) террасы и переходит по простирацию в сусатские лиманно-морские образования низовий Западного Маныча, которые Г. И. Горецкий сопоставляет с урунджикскими (верхи нижнего плейстоцена) и верхнебакинскими морскими слоями.

По мнению Е. Н. Анановой, частично в венедской свите присутствуют растительные остатки, свойственные флоре типа перигляциальной. Т. А. Абрамова на основании палинологических исследований считает, что климат времени верхнебакинской трансгрессии был прохладным и влажным, что соответствует, по ее мнению, первой половине окского ледниковья. Такие разноречивые данные об условиях образования венедского аллювия заставляют признать, что они нуждаются в дальнейшем уточнении. В настоящем разделе полутома мы условно включаем венедскую свиту в верхнюю часть колкотовского и нижнюю — окского горизонтов. Основание венедской свиты вскрыто на глубине 40 м от уровня реки; она вложена в бакинские слои низовьев Дона и Маныча.

К нижнему плейстоцену в долине Западного Маныча относятся морские бакинские отложения (известные только в районе оз. Маныч-Гудило, где они приурочены к 70—80-метровой террасе). Они представлены мощными (40—50 м) песчаными глинами с дрейссенами и мелкими угнетенными *Didacna* cf. *catillus* Eichw. (Геология СССР, т. 46, 1970).

К михайловскому горизонту могут быть отнесены отложения погребенного аллювия с Петропавловки на Среднем Дону, в которых обнаружены остатки фауны некорнезубых полевок *Microtus* (*Pitymys*) *hintoni* Kretzoi и *Prolagurus* (*P.*) *pannonicus* Kогтос, а также *Microtus* (*M.*) *ratticepoides* Hinton. Последняя форма послужила основанием для уточнения стратиграфического положения аллювия петропавловской террасы и отнесения его к началу плейстоцена — михайловскому горизонту (Александрова, 1973).

Среди покровных отложений, развитых на древнейших террасах, на водоразделах и их склонах, к нижнему плейстоцену относятся (по залеганию на осадках V террасы и отсутствию на IV террасе Дона) коричнево-красноватые ископаемые почвы, соответствующие мартоношскому и лубенскому, по М. Ф. Векличу (1968), горизонтам и разделяющие их лёссовидные покровные суглинки.

На Среднерусской возвышенности (бассейн правых притоков Дона) к нижнему плейстоцену, по материалам, опубликованным М. Н. Грищенко в 1964 г., относятся аллювиальные осадки плохо сохранившихся террас, приуроченные к древним долинам, делювиальные бурые суглин-

ки, мощностью от 1 до 20 м, которые формировались на склонах долин, оврагов и балок, и элювиальные суглинки, залегающие на коренных породах без заметного перерыва.

Северное побережье Черного моря

В черноморской области к нижнему плейстоцену относятся чаудинские морские отложения (Н. И. Андрусов, А. П. Павлов, П. В. Федоров). Чаудинские отложения в стратотипическом разрезе мыса Чауда на юге Керченского полуострова подразделяются на нижне- и верхнечаудинские слои. Нижнечаудинские слои, представленные песками, глинами, реже галечниками с *Didacna baericrassa* Pavl., *D. parvula* Nal. и др. выполняют древние эрозионные понижения и достигают мощности 8—10 м.

Недавно чаудинские прибрежные отложения были обнаружены на бровке шельфа Черного моря у берегов Болгарии (Димитров, Говберг, 1979) на глубине 80—140 м, которые по палеонтологическим и палеогеографическим данным (Федоров, 1979; А. Л. Чепалыга, 1980 г.) относятся к самым низам чауды. Таким образом можно выделять наиболее ранние регрессивные слои чауды — «болгарскую чауду», предшествующие собственно нижней чауде, и, вероятно, находящиеся в самых низах плейстоцена.

Верхнечаудинские слои, отделенные от нижнечаудинских континентальными суглинками с ископаемой почвой (мощность этих отложений 2—3 м), представлены известняками-ракушечниками, переслаивающимися карбонатными рыхлыми песчаниками. Общая мощность их от 1—2 до 4—5 м. Они содержат раковины *Didacna (Tshaudia) tshaudae* (Andr.), *Submonodacna pleistopleura* Davit, *D. rudis* Nal., *D. pseudocrassa* Pavl. и другие черноморские эндемики, связанные с гурийскими предками. Среди раковин рода *Didacna* выделяются иммигранты из бакинского бассейна Каспия — *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andr. и др., и местные формы *D. pseudocrassa* Pavl., *D. baericrassa* Pavl. Прибрежные волноприбойные фации этих отложений — рыхлые песчаники и пески содержат раковины *Didacna (Tshaudia) tshaudae* (Andr.) и *Didacna pseudocrassa* Pavl. как в коренном, так и переотложенном залегании; в известняках все раковины залегают *in situ* *. Преобладают однако раковины бакинских моллюсков *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* Eichw. что часто дает основание именовать их бакинскими. Присутствие в составе чаудинских отложений таких бакинских элементов, как *D. parvula* Nal. и *D. catillus* Eichw. и др. позволяет говорить о геологической синхронности бакинского и чаудинского горизонтов. П. В. Федоров (1978) сопоставляет нижнечаудинские слои стратотипа с нижебакинскими, а верхнечаудинские — с верхнебакинскими и уранджикскими. Это подтверждается с данными палеомагнитных измерений: нижнечаудинские слои мыса Чауда и нижебакинские слои Каспия имеют нормальную намагниченность и относятся к эпохе Брюнес. В самых верхах чаудинских отложений Гурии * известны слои с морской фауной *Cardium* cf. *edule* L. *Scrobicularia* cf. *plana* (Costa) и др. Последние данные по Мраморному морю и проливу

* Чаудинские отложения Гурии расчленяются на три горизонта (снизу) чихватские, цвермагальские и шавские слои, из которых два последних относятся к плейстоцену (Зубаков и др., 1975). Шавские слои имеют возраст по TL 600 ± 80 тыс. лет (это может быть платовский горизонт нашей схемы), намагниченность их прямая. Возраст цвермагальских слоев определяется 0,76—0,69 млн. лет; они имеют обратную намагниченность и принадлежат, видимо, михайловскому горизонту нижнего плейстоцена нашей схемы. Чихватские слои относят к позднеэолейстоценовому возрасту (1,07—0,76 млн. лет). Этим доказываемся раннеплейстоценовый возраст верхней части чаудинских слоев Гурии (они являются стратиграфическими аналогами чаудинских слоев стратотипического разреза). Нижняя часть гурийской чауды оказывается древнее чаудобакинских отложений Приазовья и Северного Причерноморья и соответствует гурию.

Дарданелы подтверждают мнение Н. И. Андрусова о наличии и здесь морской фауны в верхах чаудинских слоев. Все это позволяет выделять в кровле чауды морские надчаудинские (эпичаудинские) слои. В континентальных разрезах граница палеомагнитных эпох Брюнес — Матюяма прослеживается в основании платовского горизонта. Н. А. Лебедева в 1974 г. к нижнему плейстоцену (баку) отнесла только верхнечаудинские слои стратотипического разреза, сопоставляя эти слои с чаудинскими отложениями, образующими V платовскую и IV рожковскую террасы Северного Приазовья. Нижние чаудинские осадки стратотипического разреза мыса Чауда и Таманского полуострова (мысы Пекла, Каменный) Н. А. Лебедева считает более древними, чем отложения IV и V чаудинских террас Северного Приазовья и относит их к верхнему апшерону. Это мнение основывается на различиях в строении покровных образований, развитых на платовской террасе и на слоях нижней чауды, где покров, по мнению Н. А. Лебедевой, построен сложнее. Такое сопоставление, однако, противоречит палеонтологическим данным и результатам палеомагнитных исследований, приведенных выше. Здесь же следует отметить, что, по устному сообщению Л. П. Александровой, остатки мелких млекопитающих из чаудинских отложений у ст-цы Запорожской (северный берег Таманского полуострова, мыс Пекла) характерны для тираспольского (нижнеплейстоценового) фаунистического комплекса.

Восточное Предкавказье

К нижнему плейстоцену в целом здесь относятся морские бакинские отложения. Они вскрываются скважинами в Терско-Кумской впадине, где залегают на размывтой поверхности более древних отложений на глубинах от 150 до 500 м, характеризуются типичными бакинскими моллюсками.

К востоку от долины р. Сулак развиты морские бакинские террасы на высотах около 200 м над уровнем Каспия. К югу и западу морские бакинские отложения замещаются лагунными, лагунно-озерными и речными отложениями. В предгорной полосе, вдоль подножий Большого Кавказа, развиты высокие аллювиальные террасы рек Подкумка, Кумы, Терека, Ассы, Аргуна, Самура и др. (130—250 м) предположительно бакинском возраста, врезанные в водораздельные плато и значительным уступом отделенные от более молодых четвертичных террас.

В бассейне Подкумка к бакинскому времени условно отнесены отложения так называемой горячеводской террасы, имеющей здесь высоту 100—110 м над уровнем реки. В травертинах восточного склона горы Машук, спускающихся ниже уровня этой террасы, И. К. Иванова в 1947 г. обнаружила костные остатки *Palaeoloxodon cf. antiquus* Falconer et Sautley и *Bison* sp.

Подобная терраса, по-видимому, переходит на водораздел рек Подкумка и Кубани, где она известна под названием террасы Соленых Озер.

Нижнее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность

В Нижнем Поволжье нижебакинские отложения вскрыты скважинами и обнажаются в некоторых разрезах на Нижней Волге (пос. Черный Яр, с. Никольское, оз. Баскунчак). Здесь бакинские отложения представлены преимущественно глинами с прослоями песков, реже известняками. Для них характерны раковины *Didacna parvula* Na l., *D. ex. gr. rudis* Na l., *Dreissena pontocaspia*. В обнажении у с. Черный Яр в прослое железненных песков, среди толщи бакинских глин, обнаружен растительный детрит.

Нижнебакинские слои в пределах Волго-Астраханского Прикаспия охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами смешанного ти-

па, которые типичны для смешанных лесов со злаково-марево-попынно-разнотравными ассоциациями. По такому составу растительности можно предположить умеренно теплый климат.

В спорово-пыльцевых спектрах верхнебакинских отложений высокое содержание (74,4 %) древесных пород (*Pinus* subgen. *Diploxylon*, *Picea* sec. *Euripicea*, береза, ольха); единична пыльца широколиственных; травы (попынь, разнотравье, маревые) составляют 16, споры — 10 % (по С. А. Макарову, А. А. Романову, В. М. Седайкину, 1978 г.). Морские бакинские отложения известны не только на Волго-Уральском междуречье, но и к востоку от Урала, севернее р. Эмбы, на полуострове Бузачи, на Мангышлаке во впадине Карагйе и в устьях некоторых долин, открывающихся к морю (Геология СССР, т. 21, 1970).

Абсолютный возраст бакинских отложений определен термолюминесцентным методом в интервале 400—480 тыс. лет: 400 ± 48 — Черный Яр, 466 ± 53 — оз. Индер, 480 ± 53 — оз. Баскунчак, Горький, Ерик (Хронология и палеогеография. . ., 1977; Леонтьев, Каплин, Рычагов, 1976).

В Актюбинском Приуралье, на периферии южной оконечности Урала, в Орь-Илекском междуречье к нижнему плейстоцену относятся аллювиальные отложения третьих надпойменных террас, суглинки и пески с галечниками мощностью до 15 м. В Западном Примугоджарье раннеплейстоценовый возраст указывается для аллювиальных отложений третьих террас Эмбы и Темира — пески с гравием и галькой мощностью до 20 м с остатками носорога (см. Геология СССР, т. 21, 1970).

К нижнему плейстоцену Приволжской возвышенности относятся свиты, выделенные и описанные К. Н. Разумовой с соавторами. Эти свиты соответствуют двум эпохам днепровских похолоданий (оледенений?) и потеплений; они залегают ниже лихвинских и днепровских (времени максимального оледенения) отложений, в связи с чем их раннеплейстоценовый возраст вполне вероятен. Наиболее древняя из этих свит — мокшинская. По данным К. Н. Разумовой, Н. И. Кузнецовой и С. И. Головацкого (1976 г.) здесь установлен спорово-пыльцевой спектр, в котором пыльца древесных составляет (в %) 21—44, травянистых 49—74, спор от 0,5 до 5. Среди древесных присутствует ель, сосна, широколиственные, а также береза, ольха, ива. Травянистые состоят из лугово-степных и водно-болотных видов. Лежащие выше иссинские слои, представлены отчасти ледниковыми или перигляциальными образованиями, песчаным аллювием. Выше располагаются мельситовские слои — аллювиальные отложения, с поверхности нарушенные мерзлотными процессами. В глинах этих слоев Н. И. Кузнецова выделила спорово-пыльцевые спектры с содержанием древесных (береза, сосна, широколиственные) 12—15 %, трав (*Chenopodiaceae*, *Gramineae*, пыльца лугового разнотравья) — до 80 %. Верхние из нижнеплейстоценовых слоев — засеченские слои представлены тяжелыми суглинками, песчаным аллювием, в которых споры и пыльца не обнаружены (долихвинское похолодание, возможно оледенение).

Аналогичные отложения были изучены в районах Саратовско-Волгоградского правобережья Волги (по А. В. Вострякову, В. М. Седайкину, С. А. Макарову, 1976 г., 1978 г.). Аллювиальные образования распространены в долинах притоков Дона и Волги и представлены песками с линзами гальки и гравия, суглинками и глинами; мощность их изменяется от 11 до 35 м. По данным палинологических исследований эти отложения расчленяются на три пачки и могут относиться к михайловскому, колотовскому и окскому горизонтам принятой нами схемы. Описанные слои подстилаются неогеновыми и эоплейстоценовыми слоями, а перекрыты аллювием лихвинского горизонта.

В связи с регрессией бакинского бассейна и, возможно, с дальнейшим поднятием внеледниковой области, происходит углубление долин Волги и ее притоков. В переуглубленной (до 60—70 м ниже подошвы голоценового аллювия) долине пра-Волги, залегают нижнеплейстоценовые аллювиальные венедская и соликамская свиты. Они были обна-

ружены и описаны Г. И. Горецким в долинах Волги и ее притоков — Оки и Камы. Обычно верхняя часть соликамской свиты размыта при отложении венедского аллювия и рассматриваемые аллювиальные свиты разделены базальным галечником и поверхностью размыва. Для обеих свит характерна близкая по своему составу флора.

По материалам Г. И. Горецкого, венедская и соликамская аллювиальные свиты Низового Поволжья залегают несомненно ниже нижнехазарских, в том числе и сингильских отложений; последние Г. И. Горецкий считает принадлежащими к венедской свите и верхнебакинским слоям. П. В. Федоров (1978) и Н. В. Ренгартен (1971 г.) показали, что сингильские слои, в которых были найдены *in situ* остатки *Palaeoloxodon antiquus* Falconer et Cautley (с. Райгород) относятся к лиманно-дельтовым отложениям первой раннехазарской трансгрессии. Эти слои, по наличию в них остатков флоры и лесного слона несомненно относятся к лихвинскому межледниковью. Таким образом, устанавливается верхняя возрастная граница венедской свиты, которая оказывается древнее лихвинских — сингильских отложений. Нижняя возрастная граница соликамской и венедской свит доказывается их налеганием на бакинские отложения, которые, как было показано при описании нижнего плейстоцена Приазовья, относятся к платовскому и колкотовскому горизонтам.

Рассматриваемые свиты бедны палеонтологическими остатками, изредка встречаются раковины пресноводных моллюсков, обычно не имеющие строгой стратиграфической принадлежности. Зато во многих разрезах упомянутые аллювиальные осадки охарактеризованы палинологическими и палеокарпологическими материалами. Эти данные обобщены в работах Г. И. Горецкого (1964 г., 1966 г. и др.). В осадках описываемых свит обнаружены остатки *Selaginella selaginoides* (L.) Lk., *Potamogeton filiformis* Pers., *Salvinia natans* (L.) All., *Najas marina* L., *Bunias cochlearioides* Murr., *Azolla interglacialica* Nikitin. Нахождение форм различных климатических зон, вероятно, объясняется переотложением растительных остатков.

В результате палинологических исследований обнаружено, что в составе лесов венедского времени относительно преобладала сосна, в меньшем количестве содержалась пыльца ели, значительно распространена пыльца ольхи и березы, присутствовала пыльца широколиственных пород. Пыльца карликовой березы встречена редко. Среди травянистых растений преобладали злаковые, значительным развитием пользовались лебедовые и полыни, спорадически встречались селлагинеллы. Подробное описание этих свит и их палинологической характеристики приведено в монографии Г. И. Горецкого (1966 г.). В работе З. П. Губониной (1978 г.) дана палинологическая характеристика венедской свиты, вскрытой на Северо-Жигулевском створе. Здесь ярко выражены лесные спектры, с высоким содержанием пыльцы сосны и умеренным — ели и широколиственных пород с присутствием пыльцы граба. По палинологической характеристике венедская свита расчленена на пять горизонтов. В начале формирования свиты климат был достаточно холодным, затем наступило некоторое потепление.

Среднее Поволжье

В долине Камы у г. Брежнева Г. И. Горецкий в 1964 г. впервые выделил нижнеплейстоценовые аллювиальные свиты — орловскую и мелтекесскую. Первая из них перекрывает венедскую свиту; ее подошва лежит почти у уреза реки. Сложена свита мелкозернистым песком и старично-пойменными глинами. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием древесной растительности (80—90%), главным образом, сосны. Г. И. Горецкий считает, что орловская свита ближе венедской, чем лихвинской кривичской свите.

Мелекесская свита представлена песками с гравием и галькой, сверху породы нарушены мерзлотными процессами. В эту свиту вложен кривичский (лихвинский) аллювий.

В долине Волги Г. И. Горецкий выделяет и наиболее древние четвертичные аллювиальные отложения, приуроченные к IV в его понимании, надпойменной террасе. Некоторые исследователи этот аллювий считают апшеронским (см. описание эоплейстоцена Среднего Поволжья). Палеонтологических остатков в аллювии этой террасы не обнаружено; в эти отложения вложены соликамская и венедская аллювиальные свиты. К нижнему плейстоцену Среднего Поволжья относятся также покровные суглинки и ископаемые почвы, развитые на водоразделах.

Башкирское Предуралье

К нижнему плейстоцену здесь отнесен аллювий переуглубленных речных долин. Так, в переуглубленной долине р. Ик встречены зубы *Archidiskodon trogontherii* (-wüsti) Pohl., *Elasmotherium sibiricum* Fischer. Зубы того же слона и обломки черепа найдены на границе слоев овражного аллювия и озерных отложений в разрезе у с. Старые Тумаклы. Скелет слона того же вида найден в озерных отложениях между деревнями Минзитярово и Старо-Лобово (определение В. Е. Гартта). У д. Чуй-Атасево в Илишевском районе БАССР в аллювии террасы р. Белой с абсолютной отметкой около 90 м, залегающем на цоколе, который сложен породами акчагыла В. П. Сухов (1976 г.) обнаружил ископаемые остатки мелких млекопитающих, по видовому составу аналогичных тираспольскому комплексу. Здесь присутствуют *Lagurus transiens* Janóssy, *Eolagurus luteus praeluteus* Schevtshenko, *Arvicola* sp., *Microtus (Pilymys) hintoni* Kretzoi, *M. (Microtus) arvaloides* Hinton, *M. (Stenocranius) gregalis* Pallas, *M. (M.) ex. gr. oeconomus* Pallas. Отложения эти выделены В. Л. Яхимович (устное сообщение) в чуй-атасевский горизонт, который помещается ею непосредственно ниже окского горизонта. Окский горизонт представлен коричневыми суглинками, залегающими выше чуй-атасевского аллювия на той же террасе. Стратиграфически ниже чуй-атасевского горизонта в серии субаэральных отложений на междуречьях отмечаются также коричневые суглинки (сопоставляются с платовским горизонтом нашей схемы). К самым низам нижнего плейстоцена (михайловский горизонт нашей схемы) В. Я. Яхимович относит аллювий переуглубленных речных долин — галечники, пески, иловатые суглинки. На междуречьях ему отвечает ископаемая почва.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Средний плейстоцен охватывает отложения, которые образовались во время двух межледниковий (лихвинского и одинцовского) и ледниковий (днепровского и московского). Днепровский, одинцовский и московский горизонты в принятой нами схеме объединены в среднерусский надгоризонт.

К лихвинскому горизонту относятся аллювиальные отложения, включающие сингильские слои, а также осадки ранних нижнехазарской, древнеэвксинской и палеоузунларской трансгрессий. Древнеэвксинские отложения впервые выделил А. Д. Архангельский. В дальнейшем древнеэвксинские отложения были подразделены на нижние и верхние древнеэвксинские слои — горизонты (Федоров, 1963). И те и другие относятся к среднему плейстоцену. В Каспийской области среднеплейстоценовыми (лихвинский и днепровский горизонты) являются нижнеха-

зарские отложения. Хазарский ярус был впервые выделен Н. А. Андрусовым (Православлев, 1913). В дальнейшем П. В. Федоров (1946) подразделил отложения этого яруса на два горизонта — нижнехазарский и верхнехазарский. Последний с *Didacna surachanica* (A p d r.), по мнению П. В. Федорова (1951, 1972), соответствует верхнему плейстоцену. Эта точка зрения вслед за П. В. Федоровым принята в настоящем разделе. В свою очередь нижнехазарские отложения были подразделены на ранние и поздние нижнехазарские слои.

В большинстве районов внеледниковой области европейской территории СССР среднеплейстоценовые отложения достаточно четко расчленяются на горизонты. Поэтому описание среднего плейстоцена приводится по горизонтам (а не по звеньям, как это было сделано для нижнего плейстоцена, эоплейстоцена и верхнего плиоцена).

Аллювиальные отложения лихвинского горизонта и среднерусского надгоризонта, так же как и более молодые речные отложения, слагают серию надпойменных террас в бассейнах Прута, Дуная, Днепра, Дона и Волги.

Большинство средне-верхнеплейстоценовых террас имеет двучленное строение: нижние свиты сформировались во время межледниковий или межстадиалов, плохо обнажены, хотя и лежат на уровне современного аллювия. Аллювиальные осадки эпох оледенений, как правило, слагают верхние аллювиальные свиты надпойменных террас.

Лихвинский горизонт

Молдавия и Украина. В бассейнах рек Молдавии и Украины к лихвинскому горизонту относятся аллювиальные, озерные и лиманно-дельтовые отложения, слагающие четвертые террасы Прута (разрез у с. Джурджулешты), Дуная (разрез у с. Озерное), Днестра (разрезы у сел Григориополь, Очеретовка, Беляевка и др.) и нижнюю часть разрезов третьих террас бассейнов тех же рек (разрез у южной окраины с. Джурджулешты, разрезы у сел Лиманское, Нагорное, Плавни и др., на Дунае, разрезы у г. Тирасполя на Днестре, и близ г. Градижска на Днепре). На междуречьях в это время формируются две коричнево-бурые почвы и разделяющие их зеленовато-палевые суглинки.

В бассейне Прута и Дуная отложения лихвинского горизонта представлены мелкозернистыми песками, алевритами и глинами с линзовидными прослоями гравия и галечника в основании. Отложения эти отчетливо подразделяются на три подгоризонта. Нижний из них может быть сопоставлен с нижнекривичской свитой Г. И. Горецкого (1966 г., 1970 г.). Он сложен аллювиальными и лиманно-дельтовыми осадками (в устьевых частях долин) и залегает в основании разреза IV-х террас.

К ним в разрезах у сел Джурджулешты и Озерное приурочены находки остатков *Palaeoloxodon antiquus* Falconer et Cautley, *Diceroshinus kirchbergensis* (Jaeger), *Equus* sp., *Asinus* sp., *Cervus* cf. *acoronatus* Beninde, *Citellus* sp., *Cricetus cricetus praeglacialis* Shaub, *Lagurus transiens* Janossy, *Microtus* (M.) *arvalis* Pallas, M. (M.) ex gr. *nivalinus* Martins, M. (*Stenocranium*) ex gr. *gregalis* Pallas, *Ellobius paleotalpinus* Schevtschenko, *Arvicola* sp. (остатки мелких млекопитающих определены Л. П. Александровой).

Для фауны пресноводных моллюсков этого времени в днестровском бассейне характерны следующие виды: *Crassiana crassa* (Retz.), *Unio tumidus* (Petz.), *Corbicula fluminalis* Müll., *Melanopsis praerosa* L., *Fagotia esperi* Fer., *Theodoxus danubialis* C. Pf. В нижних участках долин Прута и Дуная обнаружено совместное нахождение пресноводных и солоноватоводных моллюсков: *Viviparus fasciatus* Müll., *V. viviparus* L., *V. acerosus* Bourg., *Anodonta* sp., *Unio tumidus* (Retz.), *U. pictorus* L., *Corbicula fluminalis* Müll., *Fagotia esperi* Fer., *F. acicularis* Fer., *Lithoglyphus pyramidatus* Müll., *Dinacna naliokini*

W a s s., *D. baericrassa* P a v l., *D. aff. kovalevskii* B o g., *D. pontocaspia* P a v l. Указанный выше комплекс пресноводных и солоноватоводных моллюсков позволил Г. И. Попову сопоставить содержащие их отложения с древнеэвксинскими осадками северного побережья Азовского моря, Таманского и Керченского полуостровов, а также нижнехазарскими морскими отложениями Прикаспия. П. В. Федоров (1963, 1965 г.), изучавший глинисто-песчаные отложения низов разрезов IV террасы у с. Озерного (Бабель) и в районе Одессы, на основании видового состава малакофауны сопоставил их с ранними древнеэвксинскими слоями Кавказского побережья Черного моря. Определив вещественный состав отложений нижних горизонтов IV террасы нижнего Днестра, Н. В. Ренгартен пришла к выводу о формировании их в условиях достаточно теплого и влажного климата (Ренгартен, Константинова, 1965).

В среднем подгоризонте, слагающем верхнюю часть разрезов IV террасы Днестра, Прута, Дуная, фауны млекопитающих и моллюсков не встречено. На основании вещественного состава этих отложений (Ренгартен, Константинова, 1965) устанавливается сухой, умеренно-теплый климат с резкими сезонными колебаниями.

Спорово-пыльцевые спектры из этого подгоризонта (в разрезах у сел Джурджулешты и Очеретовка) представлены, в основном, травянистой растительностью и указывают на существование в это время сухих открытых степных пространств. По-видимому, это время совпадает с регрессией Черноморского бассейна.

К верхнему подгоризонту (Константинова, 1967) относятся отложения аллювиальных, лиманно-дельтовых и лиманных фаций нижней части сложно построенной толщи III террасы. В основании осадочной толщи описываемой террасы в нижних участках долин лежит пачка лиманно-дельтовых песчаных отложений. В них обнаружены остатки млекопитающих: *Palaeoloxodon antiquus* Falconer et Cautley — поздняя форма (с. Лиманское), *Asinus* sp.

В этой же толще содержится в большом количестве фауна солоноватоводных моллюсков: *Didacna pontocaspia* P a v l. (преобладает), *D. naliukini* W a s s., *D. aff. pseudocrassa* P a v l. — формы близкие к *D. eulachia* F e d., *D. baericrassa* P a v l., *D. aff. parvula* N a l., *D. pallasii* P g a v. и фауна пресноводных моллюсков. По мнению Г. И. Попова, изучавшего фауну моллюсков из отложений нижних горизонтов третьих террас у сел Джурджулешты и Нагорное, в ней содержится в основном *Didacna naliukini* W a s s., *D. aff. crassa* E i c h w. и *D. sp.* Пресноводные формы, как считает Г. И. Попов, характеризуются отсутствием древнеэвксинских (нижнехазарских) и бабельских вивипар. Последнее замещаются современными дунайскими формами, относящимися к группе *Viviparus acerosus* B o u r g, *V. hungarica* H a z. Приведенные данные свидетельствуют, по его мнению, о более молодом (чем древнеэвксинский), возможно, эвксино-узунлурском возрасте рассматриваемых отложений. В данном разделе полутома мы относим эти отложения к палеоузунлурским.

В долине Днепра аллювиальные отложения низов среднего плейстоцена выделяются в нижней части разреза IV террасы. К ним относятся, по данным А. К. Марковой (1975 г.) палюдиновые пески Градижска, Максимовки (гора Пивиха), хут. Гуньки (р. Псел) с *Arvicola mosbachensis* S c h m i d t, *Lagurus transiens* J a n o s s y, *Lagurus lagurus* P a l l a s и др. и нижнекривичская свита аллювия (Г. И. Горечкий, 1970 г.).

Приазовье. К лиманно-морским и аллювиальным отложениям лихвинского горизонта в Приазовье относится в основном песчаная с прослоями глин толща III древнеэвксинской (бессергеновской) террасы Приазовья (Лебедева, 1972). Стратиграфическое положение толщи этой террасы определяется залеганием между отложениями с тираспольской

фауной (толща IV рожковской террасы) и слоями, содержащими остатки млекопитающих хазарского и верхнепалеолитического комплексов. Возраст отложений древнеэвксинской террасы датируется, таким образом, началом среднего плейстоцена (лихвинское межледниковье). По мнению П. В. Федорова (1963, 1965 г.), к этому времени относятся лиманно-морские отложения с. Платова. Однако, как указано ниже, в отложениях у с. Платово присутствуют нижебакинские и чаудинские моллюски и содержится тираспольская фауна млекопитающих, которая, как известно, свойственна нижнему плейстоцену, тогда как лихвинские отложения характеризуются сингильской фауной млекопитающих. Поэтому указанные осадки в разрезе у с. Платова датируются нами ранним плейстоценом.

Среди субаэральных отложений Приазовья к лихвинскому горизонту отнесены (снизу) 3-я (рожковская, по Н. А. Лебедевой), 4- и 5-ая сдвоенные (платовские, по Н. А. Лебедевой) и 6-ая (боковская, по Н. А. Лебедевой) погребенные почвы и разделяющие их делювиальные суглинки.

Нижний Дон, Маныч, Ергени. К лихвинскому горизонту в бассейне Дона относится аллювий нижекривичской свиты (Г. И. Горецкий, 1970 г.). В низовьях Дона подошва нижекривичской свиты располагается на 30 м ниже русла реки. Здесь эти осадки переходят по простиранию в раннедревнеэвксинские морские отложения (Г. И. Горецкий, 1970 г.). В Западном Маныче последние приурочены к III террасе, по Г. И. Попову (1947), и выполняют глубокую (около 70 м) ложбину. Они представлены толщей песков (мощностью до 20—30 м) с *Didacna naliivkini* W a s s., *D. pallasii* P r a v., *D. delenda* B o g., *D. subpyramidata* и др. В верхах разреза эти морские отложения постепенно сменяются лиманно-озерными суглинками. В древнеэвксинских отложениях Западного Маныча обнаружена теплолюбивая флора: *Azolla interglacialica* Nikitin, *Salvinia natans* (L.) Aldrovanda *vesiculosa* L., *Stratoidis aloides* L. и др. (по П. И. Дорофееву, 1958 г.).

К лихвинскому горизонту относится и аллювий нижней свиты IV (III, по Г. И. Попову) террасы (высота 39—55 м) Дона и Северского Донца. В аллювии террасы обнаружены характерные вивипарусы древнеэвксинского комплекса — *Viviparus conoidangustus* P a v l., *V. diluvianus* Kunth., *V. fasciatus* Müll., а также *Corbicula fluminalis* Müll. Тот же комплекс моллюсков был встречен в подморенных лихвинских аллювиальных отложениях у Новохоперска. К лихвинскому горизонту относятся также коричневые или красно-бурые карбонатные почвы, развитые на раннедревнеэвксинской террасе и на водоразделах.

В районах КМА в лихвинских отложениях, вскрытых скважиной (по А. П. Кузнецову, 1979 г.) обнаружены спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладает пыльца древесных (87—97 %), главным образом, широколиственных (дуб, орех, ильм), а также березы, ольхи, значительно меньше пыльцы ели и сосны. Спектры эти сравниваются со спектрами лихвинских отложений Белоруссии и Украины.

В древних долинах Хопра, Медведицы, Иловли и других левых притоков Дона к лихвинскому горизонту относятся озерно-аллювиальные отложения, вскрываемые в основании среднечетвертичных террас (по С. А. Макарову и др., 1978 г.; А. В. Востряков, В. М. Сейдакин, 1976 г.). Это — глины серые и зеленоватые, пески с галькой и гравием в основании. Комплекс остракод, обнаруженных здесь и определенных Г. И. Кармишиной, близок к таковому, характерному для низов хазарских отложений. Встреченные в описываемых отложениях споры и пыльца свидетельствуют о теплом и влажном климате времени их накопления.

Северное побережье Черного моря. На побережьях Черного моря к лихвинскому горизонту отнесены раннедревнеэвксинские слои с каспийской фауной нижехазарского типа — *Didacna baericrassa* P a v l., *D.*

naliokini W a s s., а также с редкими *Cardium edule* L., которые описаны были выше, а также палеоузунларские слои, содержащие фауну средиземноморских моллюсков — *Cerastoderma glaucum* L., *Chione galina* (L.), *Paphia* cf. *senescens* С о с. Они развиты на Кавказском побережье. Древнеэвксинские ранние и палеоузунларские слои отвечают крупному этапу развития бассейна в начале среднего плейстоцена. Они соотносятся с отложениями древнеэвксинского моря — первого (по Г. И. Попову, Геология СССР, т. 46, 1970) в Западном Приманьчье.

Нижнее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность. Долина Нижней Волги располагается в пределах Прикаспийской впадины — области устойчивого тектонического опускания. Если выше по Волге средне-верхнеплейстоценовые отложения образуют вложенные пачки слоев, приуроченные к серии надпойменных террас, то здесь в результате опусканий упомянутые пачки наложены одна на другую. В соответствии с этим террасы не выражены в рельефе; здесь распространена аккумулятивная равнина хвалынского возраста. Под хвалынскими морскими осадками погребен сложный комплекс наложенных и, отчасти, вложенных свит бакинских, ранне- и позднехазарских лиманно-морских и аллювиальных отложений.

Стратиграфическая последовательность отложений этого района была впервые установлена П. А. Православлевым, который выделил здесь бакинскую, сингильскую, астраханскую, косожскую, хазарскую, ательскую, хвалынскую и послехвалынскую свиты. Подробное описание аллювиальных и морских отложений Нижней Волги привел Г. И. Горещкий, уделив большое внимание тем горизонтам, которые залегают ниже уреза реки и были вскрыты буровыми скважинами.

Объем предложенных П. А. Православлевым свит был пересмотрен М. М. Жуковым, который сингильские слои относил к бакинскому ярусу, а хазарские морские и аллювиальные, а также ательские субаэральные — к хазарскому.

В 1935 г. В. И. Громов часть хазарских отложений, вмещающую остатки млекопитающих хазарского (волжского) комплекса, отнес к косожским слоям схемы П. А. Православлева. Впоследствии эти же отложения были названы черноморскими (Стратиграфия..., 1953).

П. В. Федоров убедительно показал, что на побережьях Каспийского моря и в низовьях Волги хазарскими называются разновозрастные слои: хазарские слои, в понимании П. А. Православлева, соответствуют верхнехазарским отложениям (микулинское межледниковье), а косожские аллювиально-дельтовые отложения — нижнехазарским (гюргянские отложения Дагестана и Азербайджана).

В работах 1955 и 1957 гг. Г. И. Попов отнес часть описанных ранее верхнехазарских отложений в разрезах у сел Копановки, Ветлянки и др. к гирканским (или самым древним нижнехвалынским); соответственно, нижнехазарские (по Федорову) — черноморские и косожские слои — он считает верхнехазарскими, а нижнехазарские слои помещает в сингильские. Г. И. Горещкий (1966 г.) к лихвинскому времени относит накопление нижнекривичской свиты аллювия.

В более поздних работах П. В. Федоров и Н. В. Ренгартен показали, что сингильские слои, относимые многими исследователями к бакинскому «ярусу» и верхам венедской свиты аллювия, являются лиманно-дельтовыми отложениями ранней нижнехазарской трансгрессии. В отложениях этого возраста — в сингильских слоях — найдены остатки лесного слона *Palaeoloxodon antiquus* Falconer et Sautley, что позволяет датировать эти слои лихвинским межледниковьем. Ко времени более поздней раннехазарской трансгрессии относят косожские (по П. А. Православлеву), они же «черноморские отложения». По мнению А. И. Москвитина, ательские отложения образовались в калининское ледниковье. Выделены ахтубинские слои — пески, согласно перекрытые ательскими суглинками.

Таким образом, к настоящему времени сформировались следующие представления о последовательности выделенных на Нижней Волге отложений:

Ательские слои	послехазарская регрессия и калининское оледенение
Ахтубинские слои	микулинское межледниковье
Верхнехазарские отложения —	
Поздние нижнехазарские слои (косоожские, чернорские) с остатками хазарской фауны млекопитающих, а также верхнекривичская свита по Г. И. Горецкому —	конец лихвина и днепровское ледниковье
Ранние нижнехазарские слои (сингильские слои и палеосингильские П. В. Федорова) с остатками лесного слона и сингильской флоры, а также нижнекривичская свита (по Г. И. Горецкому) —	лихвинское межледниковье
Урунджикские слои —	трансгрессия Каспия — верхняя часть колкотовского горизонта
Ранне- и позднебакинские морские слои (нижний плейстоцен) —	платовский, колкотовский горизонты

Известный разрез отложений с сингильской фауной млекопитающих находится на Нижней Волге у с. Райгород (ниже Волгограда). Здесь у уреза воды залегают плотные синевато-серые илистые глины и супеси. В них содержатся торфянистые линзы, часто встречаются лигнитизированные корневища. В верхней части разреза преобладают пески, иногда косослоистые, в верхах разреза перекрыты пойменными суглинками и несколькими горизонтами луговых погребенных почв; встречаются линзы лугового мергеля. На этих аллювиальных осадках развита ископаемая почва (и аллювий, и почва сопоставлены с лихвинским межледниковьем), нарушенная мерзлотными процессами времени днепровского оледенения (морозобойные трещины и «котлы», заполненные песками вышележащей толщи). Мощность нижней — сингильской аллювиальной серии достигает 10—12 м. Райгородский разрез описан П. И. Православлевым, П. В. Федоровым, А. И. Москвитинным, Ю. М. Васильевым, В. П. Гричуком и др.

В сингильских отложениях в этом разрезе были обнаружены остатки *Palaeoloxodon antiquus* Falconer et Sautley — типичного представителя сингильской фауны, а также *Bos* sp., *Bison priscus longicornis* Gromova, обломок черепа эламотерия, встречается фауна моллюсков — *Anodonta* sp., *Unio* sp., *Shpaerium* sp. и др.

В результате палинологических исследований В. П. Гричук установил, что в сингильских глинах Райгорода содержится пыльца лесного комплекса: внизу больше ели, выше увеличивается количество пыльцы сосны и др.

Известное местонахождение сингильской флоры находится на Нижней Волге у с. Черный Яр. Здесь на бакинских глинах с фауной морских моллюсков залегают сингильские лиманные отложения с униондами и растительными остатками.

В сингильских отложениях у с. Черный Яр встречена богатая флора, изученная П. И. Дорофеевым. Для сингильской флоры характерно присутствие большого количества остатков *Azolla interglacialica* Nikitin, *Selaginella selaginoides* (L.) *Salvinia natans* (L.), а также *Potamogeton filiformis* Pers., *Menyanthes trifoliata* L. и др. П. А. Никитин охарактеризовал климатическую обстановку сингильского времени как достаточно прохладную, влажную; преобладали луговые пространства с заболачивающимися водоемами, с зарослями ольшаника и ивняка. П. И. Дорофеев также считает, что местность здесь была сильно обводнена, широко развиты водные протоки, старицы, пересыхающие лужи и что территория Прикаспия была до некоторой степени облесена.

По материалам Г. И. Попова нижнехазарские пески с *Didacna subpyramidata* Grav., *D. paleotrigonoides* Fed. и др. вскрываются на Нижней Волге скважинами только под сингильскими глинами.

Лихвинские отложения на западном склоне Приволжской возвышенности развиты в древних долинах (бассейны Медведицы, Иловли).

По палинологическим данным они подразделяются на три пачки. Нижняя представлена преимущественно глинами со спорово-пыльцевыми спектрами степного типа, с господством пыльцы маревых (до 70 %); среди древесных присутствует пыльца ели, сосны, березы и широколиственных пород. В верхней части пачки увеличивается содержание пыльцы древесных (сосна, ель). В средней пачке — переслаивающиеся пески, глины, алевроиты — отмечен богатый флористический комплекс с господством широколиственных пород. Верхняя пачка (глины и пески) содержит пыльцу преимущественно сосны, присутствует пыльца ольхи, березы, широколиственных пород.

В сыртовой толще к лихвинскому горизонту относится каштановая ископаемая почва.

Среднее Поволжье. Лихвинскому горизонту в Среднем Поволжье отвечает нижнекривичская, по Г. И. Горецкому (1966 г.), аллювиальная свита. Она прослежена в долине Средней Волги и по ее основным притокам. Основание нижнекривичской свиты аллювия опускается вниз по Волге от 18 м выше Казани до 40—50 м (ниже уреза воды) в низовьях Волги.

Повсеместно эта свита залегает ниже уреза реки под аллювием IV террасы или под аллювием поймы, обычно вскрывается скважинами и очень редко — в обнажениях. Мощность свиты достигает 30 м. Сложена она русловыми песками с базальным галечником в основании, встречаются старичные и пойменные образования в ее верхах. Спорово-пыльцевые спектры из отложений этой свиты характеризуются двумя типами — степными (преобладание лебедовых, разнотравья и др.) и лесными, и лесостепными — в верхней части свиты. По описаниям З. П. Губониной к лихвинскому межледниковью относится погребенный аллювий, вскрытый скважинами жигулевского створа. Эти отложения содержат лесные спорово-пыльцевые спектры, присутствует пыльца пихты, установлено большое количество пыльцы граба и таких показательных видов лихвинского межледниковья, как *Azolla filiculoides*, *Picea* sect. *Omorica*, *Tilia* cf. *tomentosa*.

Лихвинский возраст свиты устанавливается по соотношению ее с венедской свитой аллювия Средней Волги и с вышележащими свитами времени начала днепровского оледенения. К лихвинскому горизонту относится коричневая ископаемая почва в толще субаэральных отложений.

Башкирское Предуралье. На этой территории В. Л. Яхимович относит к лихвинскому горизонту аллювий переуглубленных речных долин — Камы, Белой и их притоков, в котором встречаются остатки *Mammuthus chosaricus* Dubrovo и остатки сингильской флоры; на севере в этих отложениях найдены остатки *Palaeoloxodon* sp. На водоразделах формируется ископаемая коричневая почва в толще лёссов и лёссовидных отложений.

Среднерусский надгоризонт

Среднерусский надгоризонт охватывает отложения, образовавшиеся в эпоху крупных оледенений среднего плейстоцена — днепровского и московского.

В ряде стратиграфических схем отечественных и зарубежных исследователей ледниковья среднего плейстоцена рассматриваются как единая ледниковая эпоха, а днепровское и московское оледенения и их аналоги в других регионах считаются стадиями одного крупного оледенения (например оледенения заале для Центральной и Западной Европы).

Днепровский горизонт

Молдавия и Украина. Выше уже описанных лихвинских древнеэзксинских отложений с размывом залегают аллювиальные и лиманно-

дельтовые (в приустьевых частях рек) отложения днепровского горизонта. Они приурочены к средней части толщи (средняя аллювиальная свита) третьих террас Прута, Дуная и Днестра, слагают верхнюю аллювиальную свиту IV террасы Днепра и подстилающую ее верхнекривичскую свиту. В долинах этих рек днепровский горизонт представлен аллювиальными мелко- и тонкозернистыми горизонтально-волнисто-слоистыми песками и алевритами с иловатыми прослоями. В приустьевых участках рек отложения данного горизонта слагаются горизонтально-слоистыми, сильно глинистыми и песчанистыми плохосортированными известковистыми алевритами. Они содержат обломки раковин *Unio*, *Viviparus* и др. и остракоды: *Cypris subglobosa* (S o w e g b y), *Ilyocypris bradyi* S a r s., *Stenocypris* ex gr. *atra* S t e p., *Cyprinotus* ex gr. *orientalis* M a n d e l s t., *Eucypris* ex gr. *famosa* S c h n e i d., *Cyprinotus* sp., по определению Г. Ф. Шнейдер (Константинова, 1967).

К этим отложениям принадлежат находки хазарской фауны млекопитающих: *Mammuthus* cf. *chosaricus* D u b g o v o, *Asinus* sp., *Bovinae* gen. indet. и др., обнаруженные в ряде разрезов. Наблюдается полное отсутствие теплолюбивых форм пресноводных моллюсков.

В приледниковой области Украины распространены песчаные и суглинистые породы, отложившиеся в озерных бассейнах, образованных тальми водами днепровского ледника. Эта приледниковая полоса проходит по значительной части Северо-Подольского поднятия и заканчивается у восточной границы Ростоцья, северной границы Ополя и северо-западной части Подолии — южнее городов Старокопачинки, Винницы, Днепропетровска, через Новомосковск, Красноград, Ахтырка, Сумы, Мирополье (данные А. П. Ромодановой). К днепровскому горизонту относятся лёссы и другие субаэральные отложения, развитые на аллювии четвертых террас Прута, Днестра, Дуная и на более высоких террасах, на водоразделах и их склонах; от лёссов окского горизонта они отделены лихвинской ископаемой почвой (завадовской, по М. Ф. Векличу).

Приазовье и Западное Предкавказье. К днепровскому горизонту в Приазовье Н. А. Лебедева (1972) отнесла отложения II (беглицкой) террасы.

В иловатых слоях толщи этой террасы у Беглицких хуторов и в урочище Холодная балка на северном берегу Азовского моря были собраны остатки животных хазарского и верхнепалеолитического комплексов — *Mammuthus chosaricus* D u b g o v o, *M. primigenius* (B l u m.) раннего типа. В Предкавказье, в бассейне Кубани, к этому горизонту относятся, вероятно, отложения цоколя широко развитой гулькевичской террасы*. Здесь в урочище Шалимов Луг ниже г. Кропоткина были также найдены остатки животных хазарского комплекса — череп *Bison priscus longicornis* W. Г р о т о в а и обломки зубов слона, близкого *Mammuthus chosaricus* D u b g o v o.

На песках с хазарской фауной залегает толща пылеватых плохо сортированных осадков. Отсутствие активной переработки пелитоморфного материала и хемогенный карбонат, присутствующий в породах верхней толщи, свидетельствуют, по мнению Н. В. Ренгартен (Лебедева, 1972), о формировании ее в условиях холодного перигляциального климата (нижний ярус рисского лёсса).

Нижний Дон, Маныч, Ергени. В долине Нижнего Дона к днепровскому горизонту, возможно к его низам, относится нижняя аллювиальная (верхнекривичская) свита так называемой маринской (IV надпойменной) террасы с фауной моллюсков *Unio tumidus* (R e t z.), *Crassina batavus hassiae* и др., а также *Monodacna subcolorata* A n d r. (Васильев, 1969). Последняя свидетельствует об ингрессии в долину Дона солоноватых вод позднего древнеэвксинского бассейна. В этих отложениях у хут. Хрящевского (приустьевая часть Северского Донца) обна-

* Верхний плейстоцен (по А. В. Кожевникову).

ружено древнейшее местонахождение нижнепалеолитических, по-видимому, ашельских орудий (по Н. Д. Праслову, 1968 г. и Г. И. Горецкому, 1952 г.). Кровля днепровского аллювия Дона обычно поднимается выше современного уреза реки, подошва же опущена на 10—20 м ниже уреза.

В Западном Маныче к этому горизонту относятся отложения древнеэвксинского озера-моря второго (Горецкий, 1957), синхронные второй раннехазарской трансгрессии по схеме П. В. Федорова*.

В известном разрезе у станции Мариинской (Нижний Дон) к днепровскому горизонту относятся аллювиальные пески, перекрывающие лиманно-аллювиальные пески маринской террасы. Последние ниже по Дону перекрываются только субаэральными суглинками. По-видимому, перигляциальные аллювиальные осадки времени максимального оледенения здесь, в приустьевой части Дона, быстро погружаются (врезаясь в подстилающие слои), в связи с понижением базиса эрозии при регрессии Азовского моря (в эпоху днепровского оледенения).

За пределами долины в это время накапливались склоновые осадки, смыкающиеся по простиранию с описанным аллювием, формировались лёссы и лёссовидные суглинки на водоразделах (днепровские лёссы), на нижнеплейстоценовой террасе и на междуречьях.

Северное побережье Черного моря. На побережьях Черного моря к началу днепровского ледниковья могут быть отнесены поздние древнеэвксинские слои с каспийской солоноватоводной фауной нижнехазарского типа — *Didacna naliivkini* W a s s., *D. baericrassa* P a v l. и др. Они представлены прибрежными песками, реже алевритами.

Во время максимума днепровского оледенения на ранее отложенных морских слоях сформировались лёссовидные и склоновые отложения.

Нижнее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность, Северное побережье Каспийского моря. По мнению В. А. Зубакова (1975 г.) одна из первых фаз раннехазарской трансгрессии датируется (по Y_0/U — данные Х. А. Арсланова) более 253 тыс. лет назад и соответствует началу днепровского оледенения (днепровской криохрон 230—280 тыс. лет назад, по В. Н. Шелкоплясу).

К днепровскому горизонту в Поволжье относятся отложения, сформировавшиеся в эпоху максимального среднечетвертичного оледенения. К ним относится верхняя аллювиальная свита так называемой красноярской IV надпойменной террасы по описаниям А. И. Москвитина (1958, 1962 г.) и А. В. Кожевникова (1959), которая согласно залегает на нижней свите аллювия террасы — верхнекривичской свите (Г. И. Горецкий, 1966 г.), образовавшейся в начале днепровского ледниковья. Относительная высота IV террасы изменяется от 60—80 м на Средней Волге, до 35—50 м — на Нижней (Москвитин, 1958, 1962 г.). В Прикаспийской низменности аллювий этой террасы расплывается на огромной площади, в связи с чем терраса здесь не выделяется. Однако здесь развиты отложения, свойственные этой террасе — перигляциальные аллювиальные и пролювиальные пески и суглинки с криогенными нарушениями в их нижней части (аналог верхней свиты IV террасы Среднего Поволжья). Они согласно лежат на аллювии верхнекривичской свиты, которая прослеживается и здесь (по Г. И. Горецкому, 1966 г.). В низовьях Волги аллювий этой свиты замещается дельтово-аллювиальными и лиманными отложениями — косожскими, черныярскими слоями (Стратиграфия. . ., 1953) времени второй раннехазарской трансгрессии. В черныярских отложениях у с. Черный Яр (здесь они залегают с разрывом на сингильских — ранних нижнехазарских слоях,

* Рассматриваемые отложения Западного Маныча, так же как и синхронные им нижнехазарские отложения Нижнего Поволжья, Г. И. Попов относит к более молодым гирканским отложениям по присутствию совместно с нижнехазарскими дидакнами также и *Didacna surachanica* A n d r.

а перекрыты континентальными отложениями времени регрессии второго раннехазарского бассейна) в косослоистых песках обнаружены *in situ* остатки *Mammuthus chosaricus* Dubrovo, *Camelus knoblochi* Nehr. (по В. И. Громову, 1935 г.); здесь же были найдены непереотложенные двойные створки раковин рода *Didacna*, характерных для отложений второй раннехазарской трансгрессии, и раковины теплолюбивых *Lithoglyphus*. Эти находки свидетельствуют о довольно теплых климатических условиях времени упомянутой трансгрессии. Отложения второго раннехазарского бассейна и синхронные им черноморские — верхнекривичские — косоожские отложения, вероятно, образовались не только во время днепровского ледниковья; начало их формирования, по видимому, следует отнести к заключительным фазам лихвинского межледниковья. Эту же точку зрения разделяет Г. И. Горецкий (1966 г., 1970 г.). В этих же отложениях у с. Черный Яр Л. П. Александрова (1965 г.) обнаружила остатки мелких млекопитающих: *Lagurus lagurus pleistocaenicus* Alexandrova, *Eolagurus luteus volgensis* Alexandrova, *Arvicola chosaricus* Alexandrova, *Microtus (Pitymys) hintoni* Kzetzoi, *M. (R.) gregaloides* Hinton, *M. (P.) arvaloides* Hinton, *M. (M.) arvalinus* Hinton, *M. (M.) oeconomus* Pallas, *M. (M.) oeconomus raticepoides* Hinton, *M. (Stenocranius)* ex gr. *gregalis* Pallas.

Аналогичные развитым в Нижнем Поволжье нижнехазарские морские и лиманные отложения вскрываются на берегах Урала.

К днепровскому горизонту в Северном Прикаспии относится также континентальные суглинки с ископаемыми почвами, в них и вклиниваются морские поздние нижнехазарские отложения. Последние развиты в пределах большей части Прикаспийской низменности, а также на п-ве Бузачи, на Мангышлаке и на нижней Эмбе (Геология СССР, т. 21, 1970).

Среднее Поволжье. Остатки млекопитающих хазарского фаунистического комплекса встречены в верхнекривичской, т. е. нижней свите аллювия IV террасы Волги у с. Красный Яр на Средней Волге (А. И. Пряхин, 1959 г.) и на Каме у с. Афанасово — *Mammuthus shosaricus* Dubrovo (В. П. Гричук, 1950 г.). Фауна хазарского комплекса отражает остепнение территории, иссушение климата и его похолодание по сравнению с предшествующей влажной и теплой эпохой, когда накапливались сингильские слои. Тот же процесс изменения палеогеографической обстановки отмечается по палинологическим исследованиям и по изучению остатков семенных флор. Так, П. И. Дорофеев (1956) считает, что с хазарского времени началось иссушение климата юго-востока Русской равнины, обусловившее окончательное становление современной степной флоры и наступления степи на лес.

Ко времени днепровского оледенения в долине Волги относится и накопление верхних свит перигляциального аллювия IV террасы; их возраст доказывается согласным, без размыва, налеганием на верхнекривичскую — нижнюю свиту аллювия — той же террасы.

По своему строению верхняя свита IV террасы характеризуется почти исключительно горизонтальной и волнистой слоистостью. Мощность свиты достигает 40—60 м и более.

Вверх по долине Волги пески верхней аллювиальной свиты IV террасы переходят во флювиогляциальные осадки зандровой краевой зоны максимального (днепровского) оледенения (в районе устья Ветлуги). Базальный горизонт свиты не имеет, так же как нет здесь и пойменной фации; однако вверх по разрезу (а иногда и по простиранию) аллювиальные пески переходят в суглинки; встречаются также линзы озерно-болотных отложений. В последних, по данным А. И. Москвитина (1958), встречается фауна пресноводных моллюсков: *Stagnicola palustris* Müll., *Anisus spirorbis* (L.), *Planorbis submarginata* Müll., *Succineae*, *Pisidium* и др. Пыльцы и спор содержится мало, главным образом *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и др. (Москвитин, 1958).

Мерзлотные нарушения обычны в подошве толщи, но изредка встречаются в самой толще аллювия.

По описаниям А. П. Дедкова (1976) отложения талых вод широко распространены на севере и северо-западе Среднего Поволжья. Водно-ледниковые пески группируются в три основные полосы. Северная полоса водно-ледниковых песков начинается в верхнем течении Камы, через Камско-Вятское междуречье прослеживается в долину Вятки до г. Котельнича и далее — до устья Ветлуги. Общая протяженность этой полосы около 500 км. В 150—200 км южнее почти параллельно первой протягивается вторая полоса водно-ледниковых образований (верхнее течение р. Иж — низина р. Кильмезь—Вятка — долина р. Иеть — Марийское Полесье). Третья полоса протяженностью 110 км расположена на правом берегу Суры. Возможно, что пески Лесного Зауралья — отложения подпруженной ледником Суры.

На междуречьях в эпоху днепровского оледенения накапливаются лёссовидные суглинки сыртовой толщи, суглинки на отложениях IV террасы Волги; на склонах формируются делювиальные и солифлюкционные образования.

Башкирское Предуралье. Днепровский горизонт здесь сложен флювиогляциальными песками (бассейн Камы), перигляциальным аллювием четвертых надпойменных террас в долинах Белой и ее притоков и перигляциальными делювиальными лёссовидными суглинками в толще субаэральных отложений.

Одинцовский горизонт

Молдавия и Украина. В долинах Прута, Дуная и Днестра отложения, отвечающие одинцовскому времени не обнаружены, по-видимому, они были уничтожены последующим размытием; лишь местами, в толще III надпойменной террасы, на отложениях средней аллювиальной толщи, которая датируется временем днепровского ледниковья, сохранилась ископаемая почва, которая может отвечать одинцовскому времени. Перекрывается она перигляциальным аллювием времени московского ледниковья. За пределами долин в толще субаэральных отложений одинцовским возрастом датируется ископаемая почва, залегающая на днепровском лёссе. Она перекрывается более молодыми лёссовыми отложениями московского времени. Обычно это подзолистая почва, иногда она представлена выщелоченными черноземами. По схеме М. Ф. Веклича (1968) — это кайдакская почва.

В долине Днепра к одинцовскому времени относятся отложения аллювия III надпойменной террасы, перекрытые валунными суглинками припятьской (московской) морены и флювиогляциальными отложениями (Гожик и др., 1970).

Нижний Дон, Маныч, Ергени. В долине Дона, по исследованиям отложения одинцовского времени. К одинцовскому горизонту Н. А. Лебедева относит седьмую, по счету снизу, бессергеновскую ископаемую почву, залегающую на лёссах днепровского ледниковья и перекрытую лёссовидными отложениями московского времени.

Нижний Дон, Маныч, Ергени. В долине Дона, по исследованиям М. Н. Грищенко (1976) и Ю. М. Васильева (1969), аллювиальные осадки, предположительно относимые к одинцовскому межледниковью, лежат в основании разреза III террасы. Спорово-пыльцевые спектры с преобладанием лесной растительности (сосна, береза, ольха) характеризуют нижнюю часть разреза, вверху преобладает пыльца травянистых растений (сложноцветные, полыни, маревые и др.). Широколиственные древесные породы представлены единичными пыльцевыми зернами.

По материалам Ю. М. Васильева (1969) один из полных разрезов одинцовских слоев расположен в низовьях р. Медведицы у хут. Шашкин и Седов. Здесь в основании III террасы (высота 35 м) лежит тол-

ща «нормального» аллювия с базальным слоем из валунника, вымытого из днепровской морены; хорошо представлены русловая фация — косослоистые пески и пойменная — илы и суглинки, местами с обильными крупными выделениями карбонатов, охристыми пятнами железа, и с погребенными луговыми почвами, нарушенными мерзлотой. Выше лежит перигляциальный аллювий московского возраста, прислоненный к моренной равнине. Палинологическое изучение образцов из описываемых осадков провела Р. Е. Гитерман; почти во всех образцах нижней свиты преобладает пыльца древесной растительности (береза, сосна, ольха, ива, дуб, клен и вяз).

В разрезе IV террасы у ст-цы Маринской к одинцовскому времени предположительно отнесены озерные мергели (по Г. И. Попову, М. Н. Грищенко и др., 1964 г.) и глинистые охристые и зеленоватые пески, нарушенные эпигенетическими криогенными процессами (Васильев, 1969), заключенные между днепровскими и московскими перигляциальными осадками.

Одинцовский возраст имеют подзолистые почвы в субэаральных отложениях на водоразделах в бассейне Среднего и, возможно, Нижнего Дона.

Северное побережье Черного моря. Остались невыясненными события, происходившие в одинцовское время в области Азово-Черноморского бассейна. Параллелизация части одинцовского межледниковья с одним из этапов узунларской трансгрессии (по схеме П. В. Федорова) произведена до некоторой степени условно.

Узунларские слои представлены песчано-глинистыми и гравийно-галечниковыми отложениями с обедненной средиземноморской фауной моллюсков — *Cerastoderma glaucum* L., *Chione gallina* (L.), а местами и *Maetra corallina* L.

В участках опреснения обитали также *Didacna naliokini* W ass. (Керченский п-ов).

Нижнее и Среднее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность. По мнению А. И. Москвитина (1958) под перигляциальным аллювием III террасы (30—35 м) лежат аллювиальные осадки, соответствующие началу московского оледенения; не содержат свидетельств сколько-нибудь теплого времени. В них встречен комплекс пыльцы, характеризующий безлесный тип растительности — преобладают ксерофиты и разнотравье — и раковины моллюсков — *Planorbis* и др. (Москвитин, 1958). По мнению З. П. Губониной и Г. И. Горецкого, данные палинологического анализа позволяют относить к одинцовскому межледниковью аллювий так называемой верхнежигулевской свиты III надпойменной террасы у Жигулей.

По описаниям З. П. Губониной здесь, в разрезе III террасы Волги выделяются три горизонта одинцовских отложений, соответствующие рославльскому и глазовскому оптимумам и красноторскому похолоданию. Полученные спектры сравниваются З. П. Губониной со спектрами разрезов у с. Польного Лапина в Тамбовской области, а также с известными разрезами у сел Подруднянского, Красный Бор и Новики (по С. М. Шиху, 1961 г., 1974 г. и др.). Отложения этих разрезов перекрыты образованиями, относящимися к первой половине московского ледниковья.

В низовьях Волги, где московская терраса морфологически не отделяется от днепровской, выделение одинцовского аллювия и, соответственно, его отношение к морским осадкам Каспия остается недостаточно выясненным.

На отложениях днепровского горизонта в это время формируется подзолистая почва.

Башкирское Предуралье. Здесь к одинцовскому горизонту В. Л. Яхимович («Антропоген...», 1965, 1976) относит аллювиальные и озерные отложения III надпойменной террасы долины р. Белой и ее притоков с остатками *Mammuthus chosaricum* D u b g o v o (Орзьяш, Сухаревка).

На севере в этих отложениях встречены остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа*. На междуречьях развита ископаемая почва.

Московский горизонт

Молдавия и Украина. Аллювий московского горизонта слагает верхнюю часть третьих террас в речных долинах. Горизонт представлен аллювиальными, озерно-аллювиальными и озерными отложениями. В аллювии московского горизонта так же как и в днепровском, сохраняются характерные черты отложения в перигляциальных условиях (тонкий песчано-алевритовый материал с горизонтальной, слабоволнистой слоистостью, с прослоями заиления, без выраженной русловой фации и фации размыва). Аллювий местами с размывом ложится на почву времени одинцовского межледниковья. К песчаным прослоям аллювия приурочена обедненная фация пресноводных моллюсков: *Viviparus acerossus* Boung., *Unio pictorum* L., *Dreissena polymorpha* Pall., *Sphaerium* sp., *Radix* sp., *Fagotia* sp., *Valvata* sp., *Pisidium* sp. (с. Владычень — определение Г. И. Попова).

На междуречьях и более высоких, чем третья террасах к московскому горизонту отнесены лёссовидные суглинки и лёссы — тьясминский горизонт (по М. Ф. Векличу, 1968 и др.).

Фауна млекопитающих из этих отложений одинцовского и московского горизонтов представлена остатками млекопитающих ранней фазы верхнепалеолитического комплекса с мамонтом раннего типа (с. Джурджулешты, с. Владычень, г. Градижск и др.).

Приазовье. В Приазовье к московскому горизонту отнесены лиманно-аллювиальные пылеватые пески, алевриты и глины верхней части разреза II (беглицкой) террасы Северного Приазовья. Н. А. Лебедева (1972) указывает, что по простираию, на более высоких поверхностях, они замещаются лёссовидными суглинками — (верхний ярус рисского лёсса — Лебедева, 1972).

Бассейн Нижнего Дона, Маныч, Ергени. В долине Дона к московскому времени относится мощная верхняя свита аллювия III надпойменной террасы (высотой от 60 м на Среднем Дону до 35—40 м на Нижнем). В краевой части области максимального среднечетвертичного оледенения эта терраса вложена в моренное плато. В основании аллювия — криогенные нарушения.

Аналогичная терраса прослеживается в долинах притоков Нижнего Дона. В приустьевой части Дона московские аллювиальные осадки быстро погружаются (в связи с низким положением базиса эрозии), врезаясь в подстилающие отложения. Образуются покровные отложения и эоловые пески.

На побережьях Черного и Каспийского морей среди морских отложений московский горизонт не выделен. В это время здесь, очевидно, была регрессия.

Нижнее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность. На Саратовско-Волгоградском правобережье Волги к московскому горизонту, по материалам С. А. Макарова и соавторов (1978 г.), А. В. Вострякова и др. (1976 г.) относится верхняя свита (первая половина московского ледниковья) аллювия четвертых террас, а также лёссовидные суглинки в разрезе субаэральных толщ на водоразделах. В долине Волги к этому горизонту относится верхняя свита аллювия III (30—35 м) террасы с горизонтом мерзлотных нарушений в основании. На междуречьях образуются покровные суглинки.

Среднее Поволжье. В долине Волги к московскому горизонту относятся, по мнению А. И. Москвитина (1958), обе аллювиальные сви-

* Одинцовский возраст отложений с *Mammuthus chosaricus* Dubrovo вызывает сомнение, поскольку этот вид характерен, как правило, для отложений начала днепровского ледниковья.

ты III (белоярской) террасы. По мнению большинства исследователей, московскому оледенению соответствуют только верхняя свита аллювия 30—40 м террасы. В отложениях московского горизонта не найдено каких-либо палеонтологических или палеоботанических остатков, свидетельствующих о возрасте вмещающих пород, и основным критерием для выделения отложений описываемого горизонта является приуроченность их к террасе (30—40 м), которая непосредственно прислонена к днепровской. В Ивановско-Костромском Поволжье терраса увязывается с зандами московского оледенения (здесь аллювиальные и флювиогляциальные пески этой террасы перекрываются сперва водно-ледниковыми отложениями, а затем мореной); дополнительным обоснованием возраста служит налегание аллювиальных отложений рассматриваемой террасы на аллювиальную свиту одицовского горизонта, обнаруженную в низах разреза данной террасы на Оке (Асеев, 1959). Аллювий московского возраста представлен в основном песками, супесями,верху часто сменяющимися суглинками. Окраска породы обычно желто-бурая, палевая, слоистость преимущественно горизонтальная и струйчато-плетенчатая, иногда косая, в пределах отдельных горизонтальных прослоев; часты прослои суглинков, иногда илистых; изредка встречаются раковины пресноводных и луговых моллюсков *Anisus spirorbis* (L.), *Stagnicola palustris* (Müll.) и др., пыльца трав, главным образом полыни, маревые, разнотравье (Москвитин, 1958). Весь облик рассматриваемой толщи свидетельствует о специфической динамике реки перигляциальной области. Воды ее широко разливались в пределах долины и, поскольку были перегружены влекомыми и взвешенными наносами, переносили и наплавали их по констативному типу, несмотря на понижение в то время (московское ледниковье) базиса эрозии. С аллювиальными осадками тесно ассоциируют делювиальные образования.

К московскому времени относятся покровные суглинки (III горизонт) и лёссы на террасах днепровского возраста на междуречьях, а также склоновые отложения.

Башкирское Предуралье. Московский горизонт представлен здесь перигляциальными делювиальными суглинками, озерными отложениями и перигляциальным аллювием средней части разреза III надпойменной террасы с остатками *Mammuthus primigenius* (Blum.) и других представителей верхнепалеолитического комплекса. На междуречьях в это время накапливались лёссовидные суглинки.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К среднему плейстоцену, по материалам М. Н. Грищенко (1964 г.), в пределах Среднерусской возвышенности относятся аллювиальные отложения мощностью до 10 м, приуроченные к четвертым террасам рек этой области. Аллювий иногда расслаивается одицовской почвой (один или несколько сближенных горизонтов). Эта почва развита и на водоразделах. Аллювиальные отложения московского возраста венчают разрез четвертых террас, а на водоразделах к этому горизонту относятся делювиальные, солифлюкционные и другие суглинистые образования. К концу среднего плейстоцена М. Н. Грищенко относит аллювий третьих террас (высота 30—40 м), цоколь которых часто поднят на 10—40 м, что является по его мнению следствием тектонических движений.

В Терско-Кумской низменности описываемые отложения вскрыты скважинами выше бакинских отложений. К югу и юго-западу, вверх по долинам рек, морские хазарские слои фациально замещаются толщами пресноводных аллювиальных и аллювиально-озерных отложений. Высота аллювиальных террас достигает 100—150 м, корреляция их с морскими хазарскими слоями предположительна. В долине Терека к среднему плейстоцену (хазарскому времени) отнесена 35—40-метровая терраса (В. И. Громов, 1940 г.), широкой полосой окаймляющая Орд-

жоникидзенскую котловину. В. И. Громов отмечает, что южнее г. Орд-жоникидзе поверхность этой террасы перекрыта скоплением валунов, которые он рассматривает как моренные образования рисского времени. В Моздокской степи к хазарскому же времени предположительно отнесена верхняя толща нижнетеречного горизонта М. М. Жукова (1938 г.). Находки хазарской фауны (гигантских оленей и длиннорогих бизонов) в так называемом верхнетеречном горизонте сомнительны, так как не привязаны к разрезу (В. И. Громов, 1940 г.). К среднему плейстоцену относятся также стратиграфически нерасчлененные толщи лёссовидных суглинков и погребенные почвы.

На периферии Прикаспийской низменности в долинах рек Темир, Илек, Урал развиты континентальные нерасчлененные среднеплейстоценовые отложения, слагающие вторые террасы. Это галечники и пески, кверху сменяющиеся супесями и суглинками мощностью менее 25 м. В аллювии (р. Косистек) известны находки остатков *Mammuthus chosaricus* Дубового (р. Темир), *Mammuthus primigenius* (Blum.) (Геология СССР, т. 21, 1970).

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

К верхнему плейстоцену по принятой нами схеме относятся два межледниковья — микулинское и молодого-шекснинское (или средневалдайский межстадиал) и два ледниковья (по представлениям различных авторов — калининское и осташковское или ранневалдайское и поздневалдайское).

В соответствии с принятой нами схемой, выделяются: микулинский горизонт и валдайский надгоризонт. Последний подразделяется на нижне-, средне- и верхневалдайский горизонты.

В долинах рек внеледниковой области к верхнему плейстоцену относятся аллювиальные отложения первых, вторых, а в некоторых долинах третьих террас и субаэральные отложения с ископаемыми почвами, развитыми на междуречьях и в долинах рек.

Надпойменные террасы слагаются, как правило, двумя аллювиальными свитами, нижние из которых по времени своего образования соответствуют межледниковьям (или межстадиалам), а верхние — ледниковьям.

По долинам Волги и Днепра перигляциальный аллювий верхних свит смыкается с зандрами соответствующих оледенений. В низовьях долин некоторые аллювиальные свиты террас по простиранию замещаются лиманными и морскими отложениями. В покровных отложениях и в аллювии низких террас встречаются палеонтологические остатки, а иногда палеолитические местонахождения. Таким образом, возраст террас и аллювиальных верхнеледниковых свит доказывается не только их положением в террасовой лестнице, но и соотношением с определенными (датированными) стратиграфическими горизонтами.

Микулинский горизонт*

Молдавия и юго-западная Украина. Ко времени формирования микулинского горизонта в долинах рек Молдавии и Украины относятся нижние аллювиальные свиты вторых надпойменных террас (разрезы у сел. Кагул на р. Прут и сел. Нагорное и Орловка на Дунае, у сел. Слободзея, Суклея, Карагаш, у Тирасполя и Бендер на Днестре и др., в долине Днепра). В нижних участках долин Прута, Дуная, Днепра

* Стратотипический разрез располагается в ледниковой области европейской части СССР.

отложения эти, представленные аллювиальными и лиманно-дельтовыми фациями, в большей своей части погружены ниже уреза рек.

По данным бурения они представлены зеленовато-серыми разнозернистыми песками с фауной пресноводных и солоноватоводных моллюсков (обломки раковин *Viviparus* sp., *Didacna* sp., *Dreissena* sp. и др.). Мощность переуглубленной части аллювия II террасы в низовьях Дуная достигает 30 м. В долине Днестра нижние горизонты II террасы микулинского времени характеризуются теплолюбивой фауной моллюсков с обилием *Corbicula fluminalis* Müll., *Crassiana crassa* (Retz.), *Viviparus zickendrathi* Pavl., *Dreissena polymorpha* Pall., *Fagotia esperi* Fer., *F. acicularis* Fer., *Melanopsis praerosa* L., *Theodoxus danubialis* C. P i.

В микулинских отложениях содержатся остатки фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. В последнее время там обнаружены остатки *Palaeoloxodon antiquus*. Среди грызунов отмечаются лесные элементы. В субэаральных образованиях микулинского горизонта соответствует мощная черноземовидная погребенная почва — (прилукская по схеме М. Ф. Веклича, 1968 и др.). В этой почве выявлена обратная намагниченность — эпизод Блейк 108—112 тыс. лет (В. А. Зубаков, 1975).

Приазовье. В Приазовье к микулинскому горизонту относятся лиманно-морские отложения переуглубленных долин со средиземноморской фауной моллюсков карангатского возраста.

В субэаральных образованиях этому времени соответствует наиболее мощная черноземовидная погребенная почва (8-я снизу беглицкая почва, часто сдвоенная). К ней приурочены находки мустьерских кремневых орудий. В сторону моря почва погружается и уходит под его уровень (северное побережье Азовского моря, у с. Бессергеновки). Положение описываемой почвы выше слоев с *Mammuthus chosaricus* Dubovo, от которых она отделена еще одним почвенным горизонтом и горизонтом лёссовидных суглинков, и ниже слоев с поздним мамонтом позволяет достаточно уверенно датировать ее временем микулинского межледниковья.

Бассейн Нижнего Дона, Маныч, Ергени. В бассейне Нижнего Дона, в долине Маныча к микулинскому горизонту относятся карангатские морские отложения. Работами Г. И. Попова (1961 и др.) доказано, что карангатские отложения присутствуют в основании разреза II террасы высокого уровня и замещаются в низовьях Дона нижним горизонтом аллювия этой террасы. В долине Дона образовалась нижняя свита аллювия II надпойменной террасы.

По материалам Г. И. Попова (см. Геология СССР, т. 46, 1970, с. 464—466), в Западном Маныче развиты карангатские и гирканские отложения, которые «... принадлежат двум повторным ингрессиям Черноморского и Каспийского бассейнов в долины рек Дона и Западного Маныча» (с. 465). Раннекарангатская трансгрессия была наибольшей и достигала водораздела Западного и Восточного Маныча. Раннекарангатские слои с фауной моллюсков средиземноморского типа в верхах разреза сменяются гирканскими (с каспийской фауной моллюсков), соответствующими гирканской трансгрессии Каспийского бассейна. По мнению Ю. М. Васильева и П. В. Федорова (1965 г.) гирканские отложения представляют собой лишь фацию верхнехазарских отложений (см. ниже). Из описанного Г. И. Поповым материала можно сделать общий вывод о том, что максимум карангатской трансгрессии предшествовал гирканской (позднехазарской, по П. В. Федорову и Ю. М. Васильеву) трансгрессии. Рассмотренные отложения перекрыты толщей озерных отложений (буртасских, по Г. И. Горецкому и гудилловских по Г. И. Попову).

В субэаральных отложениях на более высоких террасах и водоразделах к микулинскому горизонту относится ископаемая почва каштанового типа.

Северное побережье Черного моря. На побережье Черного моря карангатские отложения представлены прибрежными ракушечниками, песками, галечниками, реже глинами, содержащими самую стеногалинную и термофильную средиземноморскую фауну моллюсков, близкую к тирренской *Cardium tuberculatum* L., *Paphia senescens* Cos., *Cerastoderma glaucum* (L.), *Cardium edule* L., *Venus verricosa* L., *Apporhais pespelicani* (L.), *Pecten varius* L. и др. Это придает карангатскому горизонту весьма важное значение стратиграфического репера при корреляции с соответствующими отложениями Средиземного моря. В стратотипическом разрезе на восточном берегу Керченского полуострова у с. Героевское (бывш. Эльтиген) карангатские отложения подразделяются на две части: нижнекарангатские слои — лиманные глины, алевроиты и пески с *Paphia senescens* Cos., *Cerastoderma glaucum* (L.), *Cardium edule* L. и др. мощностью 1—2 м и верхнекарангатские слои — прибрежные ракушечники, галечники и пески, мощностью 3—4 м, содержащие наиболее богатый комплекс моллюсков. В Приазовье карангатские отложения нередко приурочены к переуглублениям долин. В низовьях Днепра карангатские пески с обедненной средиземноморской фауной мощностью 10—15 м; согласно данным бурения, залегают на 10—20 м ниже уровня моря. На близких абсолютных отметках карангатские пески и ракушечники вскрыты на дне Азовского моря в северной его части. На дне Керченского пролива развиты глинистые и прибрежные карангатские отложения (П. В. Федоров, 1973 г.), хорошо сопоставимые с соответствующими нижнекарангатскими и верхнекарангатскими слоями разреза у с. Героевского. Абсолютный возраст карангата в разрезах у этого села 70—80 тыс. лет назад, по данным В. А. Зубакова и В. В. Кочегуры (1973 г.), 76—95 тыс. лет назад — В. А. Зубакова (1975) и Х. А. Арсланова (Геохронология СССР, т. 3, 1974 г.).

Восточное Предкавказье. К микулинскому горизонту здесь относятся нижние пачки аллювия 7—8 и 12—15-метровых террас (верхнетеречный горизонт, по М. М. Жукову, 1938 г.) и мощная черноземная почва в толще субаэральных отложений.

Нижнее и Среднее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность. В Прикаспийской низменности и низовьях Волги к микулинскому горизонту относятся лиманные и морские верхнехазарские слои (П. В. Федоров, 1952 г. и др.), которые прослеживаются в береговых обрывах Волги, начиная от с. Ветлянки и южнее. Они представлены полосчато-слоистыми коричневыми (напоминающими шоколадные хвалыньские), бурыми и зеленоватыми глинами с фауной, характерной для опресненных верхнехазарских отложений (по Ю. М. Васильеву и П. В. Федорову, 1965 г.).

В настоящее время имеется ряд абсолютных датировок верхнехазарских отложений из различных разрезов: 117 ± 13 тыс. лет — Золотухино и Нижняя Волга по ТЛ (Свиточ и др., 1976; Хронология. . ., 1977); 130 ± 15 тыс. лет назад по ТЛ (из разреза Шура-озень); 88 ± 2 тыс. лет назад (возраст ракушечника из позднехазарских слоев Дагестана — Рубасчай, В. А. Зубаков и В. В. Кочегура, 1973 г.). Внутренняя и внешняя фракции раковин из верхнехазарских отложений (по $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) имеют возраст 76 ± 4 тыс. лет (Шура-озень), 81 ± 2 тыс. лет назад (то же обнажение), 109 ± 5 тыс. лет назад — юго-восточная часть Ширванской равнины Азербайджана, по А. К. Арсланову и др. 1978). С этими определениями возраста хорошо согласуется датировка, полученная урановым методом по раковинам *Corbicula fluminalis* Müll. из аллювия II террасы Днестра — 116 ± 2 тыс. лет назад (по В. А. Зубакову и В. В. Кочегуре, 1973).

Г. И. Попов выделяет в долине Волги гирканские отложения, которые относит к нижней части раннехвалыньских слоев. Они залегают непосредственно ниже ательской свиты. Эти отложения значительно раньше были выделены П. А. Православлевым в качестве хазарского

яруса и рассматриваются П. В. Федоровым как верхнехазарский горизонт (слои). Поэтому такое переименование совершенно неоправданно.

Относительный гигантизм раковин моллюсков и обогащенность карбонатами верхнехазарских осадков, вероятно, связаны с теплыми условиями. В начале верхнего хазара, по данным О. К. Леонтьева, П. А. Каплина, Г. И. Рычагова (1976), отмечается переход от лесной к травянистой ксерофитизированной растительности; в конце верхнего хазара произошла резкая аридизация климата, повсеместно развивается растительность пустынно-степного типа.

Верхнехазарские отложения отделены отчетливым перерывом от гюргянских (нижнехазарских) отложений. На Нижней Волге аллювиальные пески, подстилающие верхнехазарские лиманные слоистые глины, залегают с размывом на нижнехазарских (черноярских, козожских, по Православлеву) лиманно-аллювиальных слоях, содержащих остатки хазарского комплекса млекопитающих. На Кавказском побережье по результатам геоморфологического анализа установлено, что образование верхнехазарской террасы, связанной с невысокой по уровню, но продолжительной трансгрессией, отделено от формирования гюргянских (нижнехазарских) террас отчетливой фазой регрессии.

Несмотря на то, что некоторые общие формы имеют сходные черты с фауной гюргянского (нижнехазарского) горизонта — *Didacna nalivkini* W a s s. и др. для верхнехазарских отложений характерен все же определенный комплекс фауны моллюсков (с *Didacna surachanica* (A p d г.)), отличающий эти отложения от гюргянских и хвалынских отложений.

На Нижней Волге, в Прикаспийской низменности и в долине Урала верхнехазарские отложения перекрыты континентальными (ательскими) песками и суглинками. Сейчас еще нет достаточных оснований для того, чтобы выяснить, какой террасе Волги за пределами Прикаспийской низменности могут соответствовать эти осадки (верхнехазарские — микулинские и ательские — калининские). Предположительно, к микулинскому горизонту мы относим отложения нижней аллювиальной свиты II надпойменной террасы высокого уровня (24—28 м). Сделанные выводы подтверждаются тем, что на Верхней Волге микулинские отложения (разрез у с. Черменино, ниже Андропова) лежат в цоколе II (16—18 м) террасы и отделены от аллювия этой террасы базальным горизонтом валунника.

По-видимому к этому горизонту (Дедков, 1976) в долине р. Шешмы приурочено известное кармалкинское захоронение остатков млекопитающих и растений. Н. К. Верещагин определил здесь 37 видов птиц, 19 видов млекопитающих и др. В ландшафтно-экологическом отношении набор видов животных и растений указывает, по его мнению, на развитие широколиственных лесов, отчасти лесостепи. Наличие остатков песка и измельчавшего бизона позволило Н. К. Верещагину датировать время гибели животных в асфальтовом болоте в районе с. Нижн. Кармалки поздним плейстоценом. Можно предположить, что рассматриваемый аллювий относится к микулинскому межледниковью (Дедков, 1976). На правом берегу Волги, на р. Бол. Юнга у с. Юнга-Кушерга Марийской АССР, в серых илах, залегающих в кровле рассматриваемого аллювия, А. Х. Халиков обнаружил кремневые орудия и отнес их к верхнему палеолиту. В нижележащих галечниках обнаружены кости млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. По данным спорово-пыльцевых анализов, выполненных Т. А. Кузнецовой, установлено постепенное похолодание климата во время накопления осадков, что связано, вероятно, с наступлением калининского оледенения. На междуречьях формируется ископаемая почва.

Башкирское Предуралье. В долинах рек Башкирского Предуралья микулинские отложения не установлены. На водоразделах и на склонах в это время формируется ископаемая почва, погребенная в лёссовидных отложениях.

Валдайский надгоризонт включает три горизонта: нижневалдайский или калининский — ледниковый, средневалдайский, или мологосекснинский — межледниковый, и верхневалдайский, или осташковский — ледниковый. Стратотипические разрезы всех валдайских горизонтов расположены в ледниковой области европейской части СССР.

Нижневалдайский (калининский) горизонт

Молдавия и Украина. К этому горизонту относятся отложения верхних аллювиальных свит — перигляциальный аллювий вторых надпойменных террас речных долин описываемой территории *. Представлены они слоистой толщей песчаного аллювия, аллювиальных и озерных палевых глинистых алевроитов и глинистых песков с обломками раковин моллюсков.

В нижних приустьевых участках долин перигляциальный аллювий замещается пресноводными (озерными) отложениями, представленными обычно зеленовато-серыми глинистыми тонкозернистыми песками и алевроитами с большим количеством раковин пресноводных моллюсков: *Stagnicola* ex gr. *palustris* (Müll.), *Coretus corneus* (L.), *Planorbis planorbis* L., *Anisus* cf. *leucostoma* Mill., *A. vortex* (L.), *Segmentina nitida* Müll., *Valvata piscinalis* Müll., *Bithynia tentaculata* L., *Dreissena polymorpha* Pall., обнаружена наземная фауна, которая включает: *Succinea* sp., *Truncatellina cylindrica* (Ferg.), *Pupilla muscorum* L., *Vallonia pulchella* (Müll.), *V. costata* (Müll.), *Chondrula tridens* (Müll.), *Limax* sp., *Helicella* cf. *striata* (L.). Фауна млекопитающих из этих отложений содержит остатки *Equus caballus* subsp., *Microtus* (M.) (*?arvalis*) sp. и *Soricidae*, а также земноводных и птиц (Константинова, 1967).

В верхних горизонтах II (слободзейской) террасы Днестра имеются крупные валуны и следы криотурбаций. Теплолюбивая фауна моллюсков отсутствует. Здесь были обнаружены кости *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Rangifer tarandus* L., (поздний тип). На более высоких уровнях в это время формировались делювиальные лёссовидные суглинки, а также горизонт лёсса (удайский и бугский горизонты лёсса и разделяющая их интерстадиальная витачевская почва, по М. Ф. Векличу, 1968).

В среднем Приднестровье ранневалдайские отложения были изучены при раскопках многослойных палеолитических стоянок Молодова I, Молодова V и Кормань IV (Сокирянский район Черновицкой области УССР). Разрезы этих стоянок характеризуются большим своеобразием, но хорошо коррелируются между собой и стратиграфически дополняют друг друга.

По материалам и устным сообщениям И. К. Ивановой (1977), в мощной толще лёссовидных образований, залегающих выше аллювиальных отложений II террасы, выделяются до семи этапов потепления и ряд уровней со следами похолодания климата, среди которых три уровня сопровождаются криогенными нарушениями.

Наличие наиболее раннего интерстадиала, условно сопоставляемого с амерсфортом, отмечается для стоянок Молодова I и V. Здесь, в обоих разрезах на глубине 18 м от поверхности при бурении была обнаружена ископаемая почва черноземного типа. Она отделяется от галечников II террасы, так же как и от вышележащих отложений со следами почвообразования, толщей лёссовидных суглинков и супесей значительной мощности (7—8 м).

Выше, на тех же стоянках, на глубине 8,5—10 м обнаружен ряд оглеенных прослоев, содержащих богатейшие остатки мустьерской

* В долине Днестра — это слободзейская терраса.

культуры. Эти слои, имеющие ряд признаков потепления, сопоставляются с интерстадиалами брёруп и оддерате Западной Европы. Радиоуглеродным методом определено, что уголь из мустьерских костров древнее 45 тыс. лет. Верхняя часть этих отложений нарушена солифлюкцией.

Приазовье и Западное Предкавказье. В Приазовье к калининскому горизонту относятся лиманно-аллювиальные отложения I надпойменной (самбекской) террасы с остатками *Mammuthus primigenius* (В и т.) (поздняя форма). На более высоких террасах в это время формируются пылеватые лёссовидные суглинки («нижний ярус вюрмского лёсса», по Лебедевой, 1972).

В долине Кубани тот же возраст имеют песчано-галечниковые аллювиальные отложения I надпойменной (гиреевской) террасы, также содержащие остатки мамонтовой фауны.

Бассейн Нижнего Дона, Маныч, Ергени. Нижневалдайский (калининский) горизонт здесь представлен аллювиальными и субазральными образованиями (лёссами, делювиальными и покровными суглинками и эоловыми песками). К этому горизонту на Нижнем Дону предположительно (из-за отсутствия прямой корреляции с ледниковыми отложениями) относится верхняя свита аллювия II надпойменной террасы высокого уровня 23—27 м, в долине Маныча — толща озерных (гудиловских, по Г. И. Попову, бургасских, по Г. И. Горецкому) осадков, которые лежат выше карангатских и верхнехазарских слоев (гирканских, по Г. И. Попову).

На упомянутых озерных отложениях II террасы (по Г. И. Попову) Западного Маныча залегают отложения максимальной хвалынской трансгрессии (абескунский горизонт, по Г. И. Горецкому). Это бурые слоистые суглинки и супеси (2—3 м) с *Didacna ebersini* Fed., распространенные на размытых увалах террасы на абс. высоте 48—50 м. Судя по их залеганию на отложениях, датируемых предположительно временем калининского оледенения, они относятся к калининскому позднеледниковью.

Северное побережье Черного моря. В Причерноморье описываемый горизонт представлен континентальными аллювиальными и склоновыми образованиями, залегающими непосредственно на морских карангатских отложениях или на ископаемой почве, лежащей непосредственно выше карангата.

В восточной части Керченского пролива в карангатские отложения вложены аллювиальные пески и ракушечники (переотложенные раковины карангатских и древнеэвксинских моллюсков, раковины пресноводных моллюсков и солоноводных остракод). Они выполняют переуглубленную до 60 м долину, выработанную в неогеновых породах. Эти послекарангатские отложения формировались при глубокой регрессии моря в калининское (ранневалдайское) время, отвечавшей, по видимому, гримальдской регрессии Средиземного моря.

Восточное Предкавказье. К калининскому горизонту отнесены ательские суглинки — аллювиально-делювиальные образования и хвалынские отложения времени максимальной трансгрессии.

Нижнее и Среднее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность. К нижневалдайскому (калининскому) горизонту на Нижней Волге и в Поволжье относится ательская свита, выделенная П. А. Православлевым в 1932 г., представленная залегающими на верхнехазарских лиманных и аллювиальных осадках суглинками и песками. Повсеместно, в пределах Прикаспийской низменности она перекрыта хвалынскими морскими отложениями.

Предположительно к калининскому горизонту относится верхняя свита аллювия II террасы Волги высокого уровня (24—23 м). Аллювий этой террасы имеет специфический облик, приближающий его к облику аллювия московского возраста более высокой террасы. Это супеси и пески, которые часто в верхах разреза переходят в суглинки.

Окраска породы обычно желто-бурая, палевая; слоистость преобладает горизонтальная и косая, диагональная и плетенчатая (в пределах отдельных маломощных горизонтальных слоев). Осадки подобного типа характерны для всех верхних аллювиальных свит надпойменных террас и сейчас нередко описываются как перигляциальный аллювий. Образование этого аллювия в эпоху ледниковья подтверждается наличием следов ископаемой мерзлоты в подошве данных осадков. По наблюдениям Ю. М. Васильева, аллювий II террасы высокого уровня в Ярославско-Костромском Поволжье замещается флювиогляциальными осадками и озерно-ледниковыми образованиями, которые обычно венчает морена калининского оледенения. Таким образом, подтверждается предположение об образовании аллювия описываемой террасы в эпоху калининского ледниковья. Нижняя возрастная граница рассматриваемых аллювиальных и других континентальных отложений на Нижней Волге определяется их залеганием на лиманном верхнехазарских слоях (микулинский горизонт). С аллювием калининского возраста по простиранию смыкаются склоновые отложения. Они хорошо представлены в известном разрезе на окраине Волгограда в бортах балки Сухая Мечётка. В их основании, на одной из ископаемых почв, в 1951 г. М. Н. Грищенко обнаружил мустьерскую стоянку. Позже ее изучал С. Н. Замятин, определивший археологический возраст стоянки, как развитое мустье. В связи с этим можно полагать, что возраст ательских и раннехвалынских отложений в этом разрезе не древнее 60 тыс. лет. Среди костных остатков культурного горизонта Н. К. Верещагин и А. Д. Колбутов в 1957 г. определили *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Cervus elaphus* L. *Saiga tatarica* L. С ательскими отложениями Нижней Волги связаны остатки мамонтовой (верхнепалеолитической) фауны млекопитающих (В. И. Громов, 1948 г.), что позволяет большинству исследователей рассматривать эти отложения в качестве перигляциальных образований ранневалдайского (калининского) оледенения.

К калининскому горизонту относится 2-й горизонт покровных суглинков на более древних террасах и, в частности, на московской (III надпойменной) террасе, отделенных от аллювия микулинской ископаемой почвой; на днепровской (красноярской, IV надпойменной) террасе это третий снизу горизонт суглинков.

В подошве описываемых суглинков обычно встречаются следы ископаемой мерзлоты в виде огромных псевдоморфоз по ледяным клиньям и «котлов кипения»; иногда на склонах отмечаются следы солифлюкции в виде смятых прослоев и смещенных гумусовых образований.

В конце калининского времени в долину Волги проникли воды максимальной хвалынской трансгрессии, образовавшей глубокий ингрессивный залив, протягивающийся выше Самарской луки. Нижнехвалынские лиманно-морские отложения перекрывают речные надпойменные террасы до высоты уровня трансгрессии (48—50 м), а также замещают, по простиранию, вверх по реке, верхнюю часть аллювия II террасы высокого уровня.

Абсолютный возраст отложений раннехвалынской трансгрессии определяется неоднозначно. Так, например, абсолютный возраст по ТЛ оценивается от $47 \pm 5,2$ до $71 \pm 8,1$ тыс. лет назад (Свиточ, Шлюков, Парунин, 1976), по ^{14}C — от $18\,230 \pm 320$ до $11\,000 \pm 250$ лет назад (Каплин, Леонтьев и др., 1977), причем большинство образцов раковин из нижнехвалынских отложений показывают возраст 12—16 тыс. лет назад (Черный Яр, оз. Баскунчак, с. Золотухино в Нижнем Поволжье, р. Рубасчай в Дагестане), и лишь одна дата по образцам из разреза у пос. Енотаевка оказалась равной $30\,700 \pm 500$ лет назад. В работе 1976 г. А. А. Свиточа, А. И. Шлюкова, О. Б. Парунина возраст нижнехвалынских отложений определяется по ^{14}C в пределах от 11 до 20 тыс. лет. Эти даты не соответствуют определению возраста ра-

ковин из верхнехвалынских отложений по ^{14}C (данные ВСЕГЕИ) — 30—33 тыс. лет назад (В. А. Зубаков, 1975 г.). По материалам А. В. Кожевникова максимум хвалынской трансгрессии был в эпоху последнего ледниковья.

Приведенный разброс цифр возраста раннехвалынских отложений требует дальнейшего выяснения.

В первой половине раннехвалынского времени (трансгрессии) на побережьях Каспия росли мезофильные широколиственные леса; позже распространение получила растительность полупустынь и сухих степей.

Башкирское Предуралье. В Башкирском Предуралье В. Л. Яхимович к калининскому горизонту относит перигляциальные аллювиальные отложения верхней части разреза III террасы (аналог II-ой высокого уровня в долине Волги) р. Белой и ее притоков, а также лёссовидные суглинки на водоразделах и на склонах к речным долинам.

Средневалдайский (молого-шекснинский горизонт)

Молдавия и Украина. К нему относятся отложения нижних аллювиальных свит («нормальный» аллювий) первых надпойменных террас в долинах Прута и Дуная, Днестра, Днепра и других рек Молдавии и Украины. Представлены они разнородными косо- и диагонально-слоистыми песками и гравием с остатками пресноводных моллюсков: *Viviparus fasciatus* Müll., *V. zickendrathi* Pavl., *Lithoglyphus naticoides* C. Pfl., *Theodoxus fluviatilis* L. и др. В приустьевых участках долин Прута, Дуная и Днестра отложения средневалдайского горизонта погружаются под урез рек. В толще субэриальных отложений этому горизонту соответствует верхняя ископаемая почва (дофиновская, по М. Ф. Векличу, 1968 и др.): к концу средневалдайского времени относится брянская почва (Величко, Морозова, 1972).

В Среднем Приднестровье (по материалам И. К. Ивановой) к среднеюрьскому горизонту отнесены три ископаемые почвы, вскрытые в разрезах в районе палеолитических стоянок Молодова I, Молодова V и Кормань IV.

Нижняя из них, выраженная плохо, но подчеркнутая следами большого лесного или степного пожара, еще содержит остатки мустьерской культуры. На стоянке Кормань IV она имеет конечную дату по ^{14}C около 44 000 лет (при большой погрешности). Сопоставляется с выделяемым в Европе интерстадиалом поперинге или моерскофд.

В следующей почве, смятой солифлюкцией, обнаружен уже смешанный археологический материал: небольшое число встреченных здесь кремневых предметов частью еще сохраняет мустьерские традиции, частью имеет уже верхнепалеолитический облик. Эта почва коррелируется с интерстадиалом подградом, выделенным в Чехословакии.

В гумусовом горизонте верхней почвы, особенно хорошо выраженной на стоянке Молодова V, заключены остатки верхнепалеолитического поселения, угли которого дали дату около 28—29 тыс. лет. Почва соответствует брянскому, паудорфскому времени. На стоянке Молодова I эта почва сильно размываема и нарушена мерзлотными клиньями.

Приазовье и Западное Предкавказье. В Приазовье к рассматриваемому горизонту отнесена 9-ая снизу (самбекская) ископаемая почва, развитая на отложениях самбекской и более высоких террасах северного Приазовья.

Бассейн Нижнего Дона, Маныч, Ергени. В долине Дона к средневалдайскому (молого-шекснинскому) горизонту относится нижняя часть отложений II террасы низкого уровня Дона и Маныча (18—20 м), а также осадки сурожской, по Г. И. Попову, или аланской, по Г. И. Горькому, трансгрессии Азово-Черноморского бассейна. В долине Маныча в верхней части II террасы залегают среднехвалынские, по Ю. М. Ва-

силеву, лиманные глины, рассмотренные ниже. Нижняя часть террасы сложена песками и галечниками, выполняющими углубленную (до 20 м) древнюю долину. Лиманные и аллювиальные осадки II террасы низкого уровня явно вложены в отложения более высокой аккумулятивной террасы долины Дона и Маныча, сложенной более древними карангатскими (и гирканскими, по мнению Г. И. Попова и Г. И. Горецкого) озерными буртасскими или гудиловскими и нижнехвалынскими отложениями. Имея в виду указанное соотношение осадков обоих аккумулятивных уровней хвалынского бассейна, можно предположить, что низы разреза 20-метровой террасы Восточного Маныча моложе раннехвалынских отложений более высокой террасы. В работах Г. И. Попова указывается на то, что западнее ст-цы Пролетарской описываемая терраса Маныча быстро погружается до абс. высоты 5 м и в нижней части ее разреза в осадках появляется черноморская фауна, свидетельствующая о проникновении в Маныч ингрессии сурожского (аланского, по Г. И. Горецкому) бассейна. Г. И. Попов и В. А. Зубаков приводят определения возраста по ^{14}C раковин моллюсков из сурожских отложений, который оказался равным $33\,770 \pm 170$ лет, что прямо указывает на время средневалдайского молодого-шекснинского интервала. Соответственно вышележащие хвалынские отложения II террасы низкого уровня будут еще более молодыми. На междуречьях формируется ископаемая почва.

Северное побережье Черного моря. В Причерноморье к средневалдайскому (молодо-шекснинскому) горизонту некоторые исследователи относят отложения сурожской трансгрессии. Г. И. Попов выделяет сурожские слои с фауной средиземноморских моллюсков, несколько обедненной по сравнению с карангатскими. Эти слои он помещает в интервале между карангатскими и новоэвксинскими отложениями.

По мнению П. В. Федорова, имеющиеся сейчас данные, особенно материалы бурения на дне Керченского пролива, ставят под сомнение возможность существования сурожской фазы в геологической истории Черного моря. По данным Г. И. Попова, к сурожской трансгрессии относится терраса высотой 4—5 м на восточном берегу Азовского моря и терраса высотой 10—12 м на Кавказском побережье Черного моря.

В настоящем полутоме мы принимаем мнение Г. И. Попова о существовании сурожской трансгрессии. Соответственно, отложения ее помещены в корреляционной таблице.

Нижнее и Среднее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность. В долинах Волги и ее притоков к средневалдайскому (молодо-шекснинскому) горизонту относится аллювий нижней свиты II надпойменной террасы низкого уровня (18—20 м). Эта свита сложена «нормальным» перстративным аллювием с базальным горизонтом в основании; мощность изменяется от нескольких метров до 10—15 м. Верхняя часть этой аллювиальной свиты сложена пойменными суглинками, илами и перекрыта относительно маломощным аллювием времени последнего ледниковья, а на Нижней Волге — лиманными и лиманноморскими глинами (среднехвалынскими, по Ю. М. Васильеву). Иногда нижняя свита аллювия II террасы низкого уровня сложена илистыми зеленовато-серыми, внизу синими глинами с растительной трухой и раковинами пресноводных моллюсков — эльтонские слои (Васильев, 1961), которые кверху постепенно переходят в лиманные шоколадные глины.

В Среднем Поволжье аллювий II надпойменной террасы ранее определялся как микулинско-калининский. Но поскольку микулинский аллювий оказывается более древним, чем аллювий этой террасы (см. выше) последний относится к молодому-шекснинскому межледниковью. Об этом свидетельствуют определения абсолютного возраста низов аллювия II террасы в других районах Русской равнины и Башкирии (Дедков, 1976). По результатам спорово-пыльцевых анализов нижней части аллювия этой террасы в Среднем Поволжье установили преобла-

дание пыльцы древесных (до 67 %), среди которых доминируют хвойные.

В долине Вятки Ю. М. Васильев отобрал образцы древесины из верхней части нижней свиты II террасы низкого уровня. Абсолютный возраст древесины по ^{14}C оказался равным $45\,200 \pm 1400$ (ГИН-363, по В. В. Чердынцеву, Ф. С. Завельскому, Н. В. Кинд и др., 1969 г.), что указывает на средневалдайский возраст этих отложений. На междуречьях формируется ископаемая почва.

Башкирское Предуралье. В Башкирском Предуралье к этому горизонту относятся аллювиальные и озерные отложения нижних частей разрезов II надпойменной террасы рек Белой, Камы и Сакмары с остатками *Mammuthus primigenius* (Blum.). Для этих отложений имеется много определений абсолютного возраста по ^{14}C в интервале от 21 800 до 43 800 лет (Яхимович, 1971, 1976). На междуречьях формировалась погребенная почва.

Верхневалдайский (осташковский) горизонт

Молдавия и Украина. Верхневалдайскому горизонту принадлежат верхние аллювиальные свиты (перигляциальный аллювий) первых надпойменных террас рек Прута, Днестра, Дуная, Днепра и их притоков, новозвксинские лиманные отложения, известные в низовьях Днепра.

Аллювий первых террас представлен горизонтально- и волнисто-слоистыми мелко- и тонкозернистыми песками, зеленовато-палевыми глинистыми алевритами и супесями, в большей части облессованными. Они содержат единичные створки остракод и неопределимые обломки раковин моллюсков; часто в них рассеяны неразложенные углистые частицы.

Из аллювия песчаной свиты I террасы Днестра у с. Косоуцы известны находки остатков фауны млекопитающих — *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Rangifer tarandus* L. В покровных субэаральных отложениях к верхневалдайскому горизонту относятся лёссовидные суглинки и лёссы, соответствующие причерноморскому горизонту по схеме М. Ф. Веклича (1968 и др.).

В Среднем Приднестровье к верхневалдайскому (осташковскому) горизонту, по материалам И. К. Ивановой, отнесены субэаральные лёссовидные отложения. Они имеют все признаки резкого похолодания в период своего образования — холодолюбивую фауну моллюсков, пыльцу и споры холодолюбивой растительности, а на стоянке Кормань IV — ископаемую почву тундрового типа. Небольшое потепление фиксируется по данным палинологии около 17 тыс. лет назад.

В хорошо датированных лёссовидных отложениях позднеледникового времени (15—10,5 тыс. лет назад), заключающих целую серию верхнепалеолитических слоев, выделяются отложения, отвечающие аллере́ду (по значительному количеству широколиственных пород в пыльцевом спектре, появлению раковин моллюсков, близких к современным, снижению содержания остатков северного оленя в составе охотничьей добычи палеолитических людей и т. д.).

Приазовье. В этом районе к верхневалдайскому горизонту относятся самые верхние слои пылеватых лёссовидных суглинков (верхний ярус вюрмского лёсса, по Н. А. Лебедевой, 1972), залегающие на первой (самбекской) террасе в Приазовье и более высоких террасах и на междуречьях.

Бассейн Нижнего Дона, Маныч, Ергени. В эпоху последнего ледниковья в долине Дона формировался перигляциальный аллювий верхней части разреза II террасы низкого уровня (18—20 м) — I терраса, по Г. И. Попову (1947), а также перигляциальные аллювиальные отложения двух самых низких надпойменных террас 10—14 м и 6—8 м (высокий и низкий уровень I террасы), смыкающиеся с делювиальными шлейфами склонов.

С перигляциальным аллювием II террасы на Среднем Дону в районе с. Костенки смыкаются делювиальные отложения, заключающие палеолитические стоянки (Костенки XII, XVII и др.), относящиеся к началу последнего ледниковья. Перигляциальный аллювий двух ступеней I террасы соответствует поздним стадиям верхневалдайского (осташковского) ледниковья.

Северное побережье Черного моря. В Причерноморье к верхневалдайскому (осташковскому) горизонту относятся новоэвксинские слои. Они являются осадками слабосоленоватого проточного бассейна, принимавшего в себя воды хвалынского Каспия, поступавшие по манычской долине и сбрасывавшего свои воды через проливы в Средиземное море. Они распространены только внутри контуров современного Черного моря ниже его уровня и прослеживаются в приустьевые части долины Днепра.

В настоящее время новоэвксинские отложения хорошо изучены в полосе прибрежного мелководья дна. Они представлены глинами, алевритами, реже песками, мощностью 5—10 м (в Керченском проливе до 20 м) с фауной *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *D. distincta* Andg., *Micromelania caspia* Eichw. и др.

Новоэвксинские слои залегают обычно в эрозионных переуглублениях прибрежной полосы дна Черного моря на глубинах 30—40 м. В области Азовского моря они распространены на глубинах до 15 м и протягиваются полосой на северо-восток к Таганрогскому лиману. Условия залегания этих отложений указывают на то, что их накопление связано с началом трансгрессий моря. Аналоги новоэвксинских отложений в глубоководной части Черного моря, изученные с американского судна «*Atlantis-II*» имеют абсолютный возраст около 22 тыс. лет (Degens and Ross, 1972). Учитывая соотношение четвертичных отложений Каспия и эвксина в Манычской долине, общие палеогеографические данные и абсолютные датировки, можно считать, что новоэвксинские слои соответствуют верхнехвалынским слоям Каспия. Новоэвксинские слои обычно связаны с вышележащими черноморскими постепенным переходом.

Трансгрессивная (верхняя) часть новоэвксинских отложений отвечает уже времени сокращения поздневалдайского (осташковского) оледенения (т. е. позднеледниковью и, вероятно, началу голоцена).

Северное побережье Каспийского моря, Нижнее и Среднее Поволжье, Заволжье, Прикаспийская низменность. К верхневалдайскому (осташковскому) горизонту в области Каспия относятся осадки среднехвалынской, по Ю. М. Васильеву, и позднехвалынской трансгрессий, а также енотаевские слои (суглинки), накопившиеся во время предверхнехвалынской регрессии.

Во время среднехвалынской трансгрессии уровень моря поднимался до абс. высоты 25 м; на побережьях Каспия хорошо сохранилась береговая терраса на этом уровне. В это время в северной части Прикаспийской низменности и на Нижней Волге накапливались лиманные и морские отложения, представленные большей частью коричневыми, так называемыми шоколадными глинами с прослоями песка (наибольшая их мощность — до 10 м), которые в долинах Нижней Волги и Нижнего Урала слагают верхнюю часть вторых надпойменных террас низкого уровня (18—22 м). Выше лиманных хвалынских глин лежат супеси, сверху сменяющиеся лёссовидными суглинками — енотаевские слои (Стратиграфия..., 1953). В Прикаспийской низменности эти хвалынские глины приурочены к понижениям рельефа (лиманы), оконтуренным обычно изогипсой 25—20 м и образующим единую систему депрессий в северной части Прикаспия.

За пределами последней хвалынской отложения вторых террас Волги и Урала оказываются уже опресненными и почти не содержат солоноватоводную фауну моллюсков. В Куйбышевском Поволжье эти глины замещаются аллювием верхней части разрезом II надпойменной тер-

расы. Этим обстоятельством доказывается одновременность накопления аллювия II террасы низкого уровня и среднехвалынской трансгрессии. А. И. Москвитин (1958) указывает на наличие остатков фауны угнетенных пресноводных моллюсков в аллювии II террасы. Иногда в разрезах этой террасы преобладают аллювиальные суглинки, замещающиеся делювием, который спускается с более высоких террас.

II терраса прослеживается по всей долине Волги. В ее верховьях она смыкается с зандрами последнего оледенения (осташковского поздневалдайского). Более низкие террасы здесь, вероятно, соответствуют стадиям отступления последнего ледника.

В поздневалдайское время имела место позднехвалынская трансгрессия Каспийского бассейна, которая достигла уровня 0 абсолютной высоты; распространение морских осадков этого времени также ограничено нулевой изогипсой.

На дне Каспийского моря, по данным 1973 г. Л. И. Лебедева Е. Г. Маева и др. и данным 1971 г. К. И. Глазуновой и др., также развиты верхнехвалынские песчано-глинистые осадки с *Didacna protracta* Eichw., *D. praetrigonoides* Na l. и др., мощностью от 1—3 м и более. Для них характерны серовато-коричневая и бурая окраски. Отложения времени послехвалынской (мангышлакской) регрессии представлены континентальными коричневыми, бурыми и охристо-желтыми глинами.

В Прикаспийской низменности и на побережьях Каспия верхнехвалынские слои образуют террасы на абсолютных высотах —2 м, —12 м, —17 м (при современном уровне Каспия —28 м), сложенные песками, ракушечниками, галечниками, реже глинами мощностью 2—4 м, в депрессиях — до 10—30 м. Верхнехвалынские отложения повсеместно содержат крупные раковины *Didacna praetrigonoides* Na l.

В 1976 г. А. А. Свиточ с соавторами возраст верхнехвалынских отложений определил 9 тыс. лет назад. Но известны и другие определения возраста верхнехвалынской трансгрессии. Так, по материалам В. А. Зубакова возраст зыхской криостадии (позднехвалынская трансгрессия) определен 29—31 тыс. лет (по ^{14}C и Y_0/U) и дагестанская криофаза (предновокаспийская регрессия) 8—14,5 тыс. лет назад.

В верхнехвалынских отложениях выявлены спорово-пыльцевые спектры преимущественно (95—98 %) травянистой растительности (преобладают полынь и маревые), что соответствует аридному климату (пустыни и полупустыни, которые, по мнению В. А. Вронского, 1977 г., сохранились и во время последней мангышлакской регрессии).

Эти материалы согласуются с данными О. К. Леонтьева и его соавторов (1976 г.). По их мнению в первой половине позднехвалынского времени на побережьях Каспия была распространена древесная растительность (более половины количества пыльцы древесных пород); в верхах разреза верхнехвалынских отложений обнаружено до 90 % пыльцы ксерофитов, климат был полупустынным, сухим и жарким.

В низовьях Волги верхнехвалынские морские отложения замещаются аллювием I надпойменной террасы. На Средней Волге имеются две аккумулятивные террасы: низкого (6—7 м) и высокого (12—14 м) уровней I террасы. В их разрезах иногда преобладают аллювиальные суглинки, замещающиеся у бортов долин делювиальными образованиями, которые спускаются с более высоких поверхностей. Чаще в строении террас преобладают аллювиальные пески; если они не защищены слоем суглинков, то пески развеиваются (боровые террасы). В долине Нижней Волги I терраса нередко именуется сарпинской. По исследованиям, проведенным З. П. Губониной, стложения I надпойменной террасы на Средней Волге содержат небольшое количество пыльцы и спор растений (*Selaginella selaginoides*, *Betula nana*, *B. humilis*, *Alnaster fruticosus*, при отсутствии пыльцы термофильных элементов), свойственных североевропейской зоне хвойных лесов или лесотундре. Несомненно, что отложения эти формировались в эпоху ледниковья.

Поскольку ко времени осташковского ледниковья и позднеледниковья относится, фактически, формирование аллювия трех террас, то можно предполагать (по аналогии с более древними аллювиальными свитами), что накопление аллювия этих террас соответствует стадиям оледенения, а врезание рек (выработка уступов и формирование инстративного аллювия) происходили во время интерстадиалов последнего ледниковья.

В эпоху последнего ледниковья в области Нижнего и Среднего Поволжья на междуречьях, их склонах и на террасах накапливались лёсы и другие субаэральные суглинки, мощностью 4—7 м. В их основании часто встречаются крупные криогенные нарушения. В толще суглинков заметен горизонт глеевой ископаемой почвы.

К позднеледниковью — аллёреду и позднему дриасу — относится накопление нижних горизонтов аллювия поймы, что показала на примере отложений Средней Вятки Н. Г. Иванова.

Башкирское Предуралье. Здесь к осташковскому горизонту В. Л. Яхимович относит перигляциальный аллювий и делювиальные суглинки перигляциального типа, залегающие в верхней части разреза вторых надпойменных террас в долинах Белой и ее притоков. В них содержатся остатки *Mammuthus primigenius* (В l u m.). Абсолютный возраст отложений по ^{14}C определяется в пределах 11—20 тыс. лет; на водоразделах к этому горизонту относятся лёссовидные суглинки. Возраст аллювия I надпойменной террасы низкого уровня (6 м) — около 10 тыс. лет.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В северном Приазовье и Предкавказье — в бассейне р. Кубани нерасчлененные отложения верхнего плейстоцена относятся к I надпойменной (вюрмской или гиреевской) террасе, сложенной песками и галечниками и лишенной покрова лёссовидных суглинков. В Гиреевском карьере в аллювии этой террасы были собраны остатки мамонта позднего типа и переотложенные кости более древних животных.

Помимо главной вюрмской террасы, в долинах предгорной части западного Предкавказья развита серия подчиненных террасовых уровней, число которых увеличивается вверх по долине. Точная стратиграфия отложений этих террас в настоящее время не разработана.

Бассейн Нижнего Дона, Маныч, Ергени. На Среднерусской возвышенности к нерасчлененному верхнему плейстоцену относятся элювиальные и делювиальные покровные суглинки, мощностью до 10 м, соответствующие, по возрасту, аллювию низких террас рек этой области. Аллювий слагает верхнюю часть разреза третьих, а также вторые и первые террасы. В верховьях рек они цокольные; имеют высоту 15—30 м. Мощность аллювия изменяется от 8 до 25 м. В разрезах часто выделяется ископаемая почва и прослой вулканического пепла. Ко времени осташковского оледенения относится аллювий первых террас рек Среднерусской возвышенности: Сейма, Потудани и др.

Восточное Предкавказье. В Восточном Предкавказье к нерасчлененному плейстоцену относятся аллювиальные и флювиогляциальные террасы «низкого яруса» (I и II) связанные, с одной стороны, с наиболее хорошо сохранившимися моренами горных оледенений, с другой — с морскими отложениями хвалынской трансгрессии Каспия. Фауна млекопитающих из этих отложений почти неизвестна.

Аллювиальные отложения последней фазы верхневалдайского оледенения залегают в значительных переуглублениях долин, ниже уровня современных рек, что связано, видимо, с локальными тектоническими опусканиями отдельных участков долин.

В долине Терека к верхнему плейстоцену относятся террасы высотой 7—8 и 12—15 м, которые в Орджоникидзенской котловине прислоняются к рисской террасе высотой 35—40 м. В области Моздокской

степи аналогами этих террас, очевидно, являются террасы высотой 7—8 и 12—15 м, которые вложены в толщу водораздельных суглинков.

Поверхность верхней террасы сливается с поверхностью Прикаспийской низменности; возраст террасы М. М. Жуков определяет хвалынским.

Возможно, нижние слои этой террасы (верхнетеречный горизонт, по М. М. Жукову) отвечают этапу интенсивного врезания и аккумуляции грубозернистых осадков в эпоху микулинского межледникового и формирования мощной черноземовидной микулинской почвы.

КАВКАЗ

Этот раздел является объяснительной запиской к корреляционной стратиграфической схеме (прил. III), рассмотрение которой позволяет уяснить границы региона и принципы деления его на районы и подрайоны. Они неравноценны по площади, по сохранности и характеру строения толщ и свит, пригодных для решения проблем стратиграфии, что объясняется различиями в неотектонической их подвижности, климатическими влияниями, присутствием или отсутствием вулканитов. Некоторые районы велики (юго-западный склон Большого Кавказа, бассейн Кубани), другие значительно меньше по своим размерам, но ценность их для стратиграфических целей большая (Аджиноур, Рионская впадина, районы Эльбруса, Казбека). Особенно подробно подразделение Малого Кавказа, что оказалось следствием дифференцированности и контрастности неотектонических движений в его пределах. Районирование во многом зависит от степени изученности тех или иных территорий. Для Кавказа в целом она высока, однако, далеко не равномерна. Более полно изучена Гурия и Черноморское побережье. Меньшее число работ посвящено характеристике антропогена Рионской впадины, горных районов юго-западного склона Большого Кавказа. Северо-западный Кавказ изучен достаточно хорошо. Выделяются многочисленные работы, относящиеся к оледенению бассейна р. Кубани, развитию речных долин, вулканизму Центрального Кавказа.

Еще слабо изучены некоторые районы Восточного Кавказа. Основные стратиграфические исследования выполнены для зоны предгорий, включая Каспийское побережье. Для южного склона Большого Кавказа работой, имеющей для стратиграфии антропогена первостепенное значение, остается сводка С. А. Ковалевского (1936). Во многом впоследствии уточненная она не потеряла своего значения до настоящего времени. Большой фактический материал содержит монография Д. В. Церетели (1966). Для Малого Кавказа важны работы по вулканогенным образованиям, стратиграфии антропогена Ленинанканской впадины, долины р. Куры и ее притоков. Следует подчеркнуть ценность монографических описаний моллюсковых фаун и фаун млекопитающих.

Общекавказские корреляционные схемы представлены в работах А. Л. Рейнгарда (1947), Л. А. Варданянца (1948), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), А. В. Кожевникова (1971), Н. А. Лебедевой (1978), П. В. Федорова (1978) и других исследователей. В. А. Зубаков и В. В. Кочегура (1974 г.) составили схему сопоставлений, основанную на результатах радиометрических, термолюминесцентных и палеомагнитных исследований. Однако полной, а тем более общепринятой, схемы для рассматриваемой территории не существует. Предлагаемая схема (см. прил. III) претендует на большую полноту, чем предыдущие, хотя и она, вероятно, не лишена недостатков. Сопоставлению схемы антропогена Кавказа мешает ряд дискуссионных вопросов. Среди них — различия во взглядах относительно стратиграфического подразделения каспийских и черноморских отложений, корреляции морских серий с континентальными, террасовых рядов в разных речных долинах и т. д.

В качестве нижней границы антропогена (четвертичной системы) принята подошва апшерона в полном соответствии с решением

XXIV сессии МГК. Антропоген подразделяется на эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен. В корреляционную таблицу включен также верхний плиоцен, ибо он служит основанием антропогена и подобно последнему подчиняется стратиграфическому расчленению на климатостратиграфической основе.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

К эоплейстоцену Кавказа относятся, прежде всего, гурийские и апшеронские отложения Рионской и Куринской впадин, Западно-Кубанского, Терско-Дагестанского и Кусарского прогибов, а также континентальные, в частности, вулканогенные их аналоги. В разрезах Южной Гурии гурийские слои залегают на песках с пресноводной фауной (дрейсеновые слои с *Dreissena colchica* Kip., *D. distincta* Andrus., *D. polymorpha* Pall., *D. Weberi* Sen. и др.), на алевролитах с редкими *Pirgula* sp. и *Micromelania* sp. (мерийские слои В. А. Зубакова и В. В. Кочегуры, 1974 г.). Стратиграфическое положение этой части разреза дискуссионно. Г. Ф. Челидзе (1964), В. А. Зубаков, В. В. Кочегура (1974 г.) считают ее куюльницкой, Т. Г. Китовани (1976), — гурийской. По данным И. И. Шатиловой (1967) дрейсеновые слои характеризуются обедненными спорово-пыльцевыми спектрами (ель, береза), мерийские содержат пыльцу темнохвойных растительных ассоциаций. И те, и другие имеют преимущественно обратную полярность. У сел Гогорети, Мерия, Хварбети наблюдается постепенный переход дрейсеновых и мерийских слоев в собственно гурийские глины и алевролиты, содержащие *Digressodacna digressa* (Liv.), *D. digressa gracilior* Dav. et Kit., *D. lithopodoliciformis* Dav. et Kit. (Китовани, 1976). Эта часть разреза оказалась намагнитченной прямо и, вероятно, соответствует эпизоду Олдувей палеомагнитной эпохи Матуяма (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974 г.). Суммарная мощность соответствующих слоев 50—70 м. Выше прослеживаются пески, глины с *Digressodacna digressa*, (Liv.), появляются *Dreissena* ex gr. *polymorpha* Pall., *Micromelania*, *Neritina*. Собственно гурийская часть разреза достигает 100 м и более, намагнитченность преимущественно обратная. Имеется палинологическая характеристика (Шатилова, 1967). Нижние слои характеризуются высоким процентным содержанием пыльцы термофилов (до 82 %). Присутствуют дзельква, гикорь, отмечается обилие пыльцы бука, дуба, ореха. Выше устанавливается фаза некоторого сокращения термофильных форм, усиление роли мезофилов, увеличение содержания ели и пихты. Верхняя часть разреза снова характеризуется обилием пыльцы термофильных пород, преобладанием тсуги, дуба, ореха, падуба.

Над собственно гурийскими отложениями южной окраины Рионской впадины залегают натанебские, затем цвермагальские слои (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974 г.), содержащие, наряду с гурийской, элементы чаудинской моллюсковой фауны (гурийская чауда, по Т. Г. Китовани, 1976). Сложены они глинами, алевролитами, глинистыми песками, конгломератами, мощностью около 40 м. Определены *Didacna crassa* cf. *guriensis* Neve'ssk., *D. pleustopleura* (Dav. et Kit.), *D. tschoudae* (Andrus.), *D. pseudocrassa* Pavl., *Dreissena* ex gr. *tschoudae* (Andrus.), *D. rostriformis abchasica* Neve'ssk., *Micromelania* sp. и др. Выше располагаются слои Шава (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974 г.) — глины, конгломераты с *Didacna tschoudae tschoudae* (Andrus.), дрейсенами и микромеланиями, «немые» пески до 10 м мощностью. Некоторые исследователи (А. Л. Чепалыга, 1980 г.) гурийскую чауду, несмотря на присутствие в ней *Didacna tschoudae tschoudae* Andrus., относят к гурийским слоям, считая собственно чаудинскими лишь аналоги слоев мыса Чауда на Керченском полуострове. Гурийская чауда относится к эоплейстоцену. Прежде всего, устанавливаются существенные отличия комплекса фауны от такового в чаудинском стратотипе. Свидетельствуют о большой древности гурийской чауды и

результаты палеомагнитных измерений. Натанебские слои намагничены обратно, цвермагальские — в основании прямо (эпизод Харамильо), в верхней части — обратно. Обратно намагничены также и низы шавских слоев. Шавские глины с *Didacna tschoudae tschoudae* (Andrus.) и «немые» пески, лежащие выше, намагничены прямо и относятся, вероятно, к эпохе Брюнес. В чаудинских отложениях стратотипического разреза обратно намагнитные слои не встречаются, верхний ракушечный слой оказался не магнитным (Зубаков, Кочегура, Попов, 1975).

Для целого ряда разрезов гурийской чауды имеются спорово-пыльцевые характеристики (Шатилова, 1967). В нижней части разреза (Сакупуре I, Джумати), в песках и глинах, чередующихся с конгломератами, выявлена зона с обедненным пыльцевым комплексом, основным компонентом которого является сосна (до 67 %, при колебании суммы термофильной пыльцы от 0,5 до 16 %). Основная часть гурийской чауды содержит обильную пыльцу широколиственных пород (орех, дуб, бук) с примесью таксодиевых и тсуги. Термофильный характер растительности фиксируется и по листовым отпечаткам (К. И. Чочиева, 1965 г.). Для верхней части цвермагальского разреза вновь отмечено обеднение термофильных спорово-пыльцевых спектров, связанное с очередным похолоданием климата.

В разрезах буровых скважин района г. Потти гурийские слои представлены темно-серыми песчанистыми глинами с прослоями песков, реже мелкогалечных конгломератов. Встречены *Didacna* cf. *digressa* Liv., *Monodacna* sp. и другая фауна (А. Г. Лапиев, 1957 г.). Мощность 60—125 м. Выше залегают чаудинские слои — песчаные глины, пески с *Didacna tschoudae* (Andrus.), *Dreissena* ex gr. *tschoudae* (Andrus.) Здесь же встречаются *Didacna baeri* — *crassa* Pavl., *D. ex gr. crassa* Eichw. — комплекс, тяготеющий к верхней части чаудинских слоев. Суммарная мощность отложений до 125 м.

На окраинах Рионской впадины морские гурийско-чаудинские слои замещаются аллювием высоких речных террас (Риони, Ингури, Кодори). Террас, как правило, две. Их относительные высоты на стыке впадины с Абхазо-Сванетской неотектонической ступенью равны, соответственно, 240—250 и 180—200 м. Аллювий валунно-галечный. Мощность его изменчива; для нижней относительно молодой террасы достигает 30—40 м. В общей последовательности террасы оказываются X и XI или XI и XII, в зависимости от сохранности соответствующих форм рельефа в той или иной долине. Аллювий террас перекрыт мощным латеритным элювием. Террасы аналогичных уровней, но худшей сохранности, отмечены севернее — в долинах юго-западного склона Большого Кавказа (Гумиста, Бзыбь, Шахе, Мзымта).

Морские осадки, относящиеся к эоплейстоцену, севернее Рионской впадины известны только на Таманском полуострове. Это фрагментарные выходы фаунистически охарактеризованного апшерона. Имеются указания на присутствие здесь аналогов гурийской чауды (Лебедева, 1978). Какой-то части апшеронско-гурийских слоев Тамани соответствует лежащая на глинах куяльника костеносная брекчия Синеи Балки с остатками млекопитающих таманского комплекса (*Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dubrovno, *Equus*, близкая к *Equus süssenbornensis* Wüst., *Elasmotherium caucasicum* Bogis., *Ovis* ex gr. *argaliformis*). и моллюсками *Bogatschevia (Unio) sturi* M. Hoern.

В районе Краснодара апшеронско-гурийскими считаются глины лиманного типа с *Andoniella subellipsoida* (Shar.), *C. albicans* (Vgady) и др. (Н. Н. Найдина, 1962 г.) мощностью около 100 м. У ст. Темижбекской они подстилаются русловыми песками, мощность которых достигает 10—15 м. Близ ст. Григориполисской из глин определены *Anodonta strabona* Vog., *A. compacta* Zel. (Великовская, 1960), характерные для акчагыла — апшерона Азербайджана. Возраст русловых песков также определяется как апшеронский на основании находки *Bogatschevia (Unio) sturi* M. Hoern (С. А. Яковлев,

1922 г.). Есть указания на присутствие в них остатков *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) (Лебедева 1963). Эта толща слагает высокую «кропоткинскую» террасу кубанского правобережья, десятую по счету в долине Кубани. Особенностью разреза является присутствие красно-бурых почв, приуроченных к разным стратиграфическим уровням. У ст. Темижбекской в нем отмечен прослой вулканического пепла.

Кроме кропоткинской к эоплейстоцену долины Кубани, относится так называемая «некрасовская» терраса (Горецкий, 1962). Аллювий, ее слагающий, изучен у ст. Некрасовской, Ново-Лабинской, Воздвиженской в правобережье р. Лабы. В основании разреза залегают косослонистые пески с галькой (7—9 м), с остатками *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) позднего типа (Лебедева, 1978). Пески вверх сменяются желто-бурыми глинами (до 20—25 м), расслоенными темно-коричневыми и красновато-бурыми почвами.

В пределах Центрального Предкавказья террасы, одновозрастные XII и XIII террасам Кубани, развиты на склонах Пастбищного хребта к западу от ст. Бекешевской и на склонах Золотого Кургана к югу от г. Пятигорска (россыпи выветрелой гальки). Эоплейстоценом датируются также травертины Лермонтовского холма на северном склоне Машука. Среди лавы в линзе известковистого песка найден бивень *Archidiskodon meridionalis* (Nesti). Определение абсолютного возраста травертинов по методу неравновесного урана дало цифру 1,25 млн. лет (В. В. Чердынцев, 1961 г.). Принято сопоставлять лермонтовские травертины с армянской террасой Подкумка (Иванова, 1946; Николаев, 1948), но выход травертинов весьма удален от выходов аллювия армянской террасы, что делает эти сопоставления условными.

В горных районах Центрального Кавказа к эоплейстоцену относятся, главным образом, вулканогенные и ледниковые образования. В районе Эльбруса это андезито-дацитовые лавы и лавобрекчии с флюидалной текстурой. Мощность толщи 100—200 м. Лавы заполняют эрозионную сеть, лишь несколько углубленную в поверхность Бичесынского плато, которую принято датировать акчагылом. Восточнее, в пределах Верхнечегемского вулканического нагорья развита морена чегемского (апшеронского) оледенения (Милановский, 1960). Она залегают на акчагыльских липарито-дацитовых игнимбригах и перекрывается дацитовыми и андезитовыми лавами вулканов Кюген-Кая и Кум-Тюбе. Это толща крупных и мелких валунов (до 1—4 м в диаметре), состоящих из серых гранитов и липарито-дацитов. Заполнитель супесчано-древесный, мощность до 80 м. Сходные грубообломочные отложения широко распространены на водоразделах Чегема и Черка Безенгийского (гора Мукол-Кая), Черков Безенгийского и Балкарского. Лавы вулканов Кум-Тюбе и Кюген-Кая, мощность которых достигает 200—300 м, имеют прямую полярность. С общих позиций в данном случае наиболее вероятен эпизод Харамильо. Известно (Милановский, Короновский, 1973), что верхнечегемские андезиты сопровождают долину пра-Кестанты, вложенную в бичесынскую поверхность выравнивания.

В пределах Казбекской вулканической области вулканы, относящиеся к эоплейстоцену, сохранились гораздо хуже. Преобладали извержения взрывного характера. Отделить эоплейстоценовый пирокластический материал от верхнеплиоценовых толщ аналогичного генезиса при современном уровне изученности затруднительно. Остатки эоплейстоценовых (чегемских) морен зафиксированы на юго-восточных отрогах Казбека (1110 м над коренным ложем долины Терека), а также к северо-востоку от него на водоразделе рек Амали и Чач.

Вулканические явления, имевшие место в пределах Центрального Кавказа, активно влияли на формирование предгорных аллювиальных и иных накоплений, слагающих верхние части урванской серии окраин Кабардинской впадины. Создается впечатление, что верхние ее горизонты, соответствующие эоплейстоцену, в значительной мере срезаны при формировании террасового комплекса. Спорно, в частности, поло-

жение кызбурунской и баксангэсской вулканогенно-осадочных свит (Милановский, Короновский, 1973), имеющих радиометрические и палеомагнитные характеристики (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974 г.). Видимая мощность свит около 60 м. Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский (1973) подчеркивают глубокий размыв чегемских водораздельных липаритов, предшествовавший формированию кызбурунской и баксангэсской свит. Верхние 5 м кызбурунской свиты намагничены прямо, нижние 42 м баксангэсской свиты — обратно и верхние 8 м снова имеют прямую полярность. Методом треков определен возраст четырех обсидиановых бомб из обратно намагниченной зоны баксангэсской свиты — $2,2 \pm 0,5$ млн. лет, что приводит к выводу о верхнеакчагыльском возрасте баксангэсской свиты. Верхняя N-субзона разреза сопоставима с эпизодом Олдувей шкалы Кокса (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974 г.). Но если поставить под сомнение даты, полученные по трекам, то она может соответствовать эпизоду Харамильо или вообще началу эпохи Брюнес и возраст свит окажется апшеронским.

В пределах Осетинской впадины к эоплейстоцену относятся верхи серии Рухс-Дзуар (до 100 и более м). Так же как нижележащая акчагыльская часть серии, они сложены довольно рыхлыми конгломератами, галечниками, валунниками, насыщенными туфогенным материалом. Объем туфогенного материала в составе серии Рухс-Дзуар, достигает 1000 км^3 (Милановский, Короновский, 1973), причем на верхнюю часть серии, относящуюся к эоплейстоцену, приходится около половины этого объема. В разрезе заманкульской серии Сунженского хребта у с. Заманкул над песчано-галечной глыбово-валунной туфегенной свитой, завершающей разрез акчагыла, залегают мощные (до 200—250 м) глины, глинистые пески, реже песчаники, окрашенные в зеленато-серые и буровато-серые тона. Из основания свиты А. А. Стеклов (1966) указывает на *Chondrula (Chondrula) tschetschenica* Stekl., *Helicella crenimargo* L. Pfr., для верхней ее части — *Chondrula (Chondrula) tschetschenica* Stekl., *Helicella crenimargo* L. Pfr., *Vertigo (Vertilla) angustior* Jeffr., *Euxina* cf. *tschetschenica* L. Pfr., *Truncatellina cylindrica* Fer., *Vallonia* aff. *pulchella* Müll., *Cochlicopa* sp., *Limnaea* sp. и др. Встречены также зубы *Miomis* sp. и пресноводные остракоды — *Caspiocypris* ex gr. *reniformis* Schw., *Candoniella suzini* Schn., *C. albicans* Brady, *Cyprideis littoralis* Brady, *C. punctillata* Brady, *Loxoconcha laevatula* Liv. (определения Н. Н. Найдия). Выше по разрезу выделяется еще пять менее мощных (по 50—100 м), но весьма характерных свит.

Органические остатки в этих свитах не обнаружены, но особенности пород, характер слоистости позволяют считать песчано-глинистые свиты осадками опресненных лиманов, а валунно-галечные — речным аллювием. Присутствие в аллювии многочисленных и значительных по объему (до 3—4 м в поперечнике) глыб андезитов, гранитов, иногда габбро, свидетельствует о селевом режиме потоков, формировавших аллювий, что, вероятно, было связано с вулканическими извержениями, происходившими в ледниковой обстановке. Аналогичного типа свиты слагают верхнюю часть разреза Эльхотово на пересечении Терекон Сунженского хребта. Из них А. А. Стеклов (1966) определил *Chondrula (Chondrula) tschetschenica* Stekl., *Euxinia* sp., *Tropidomphalus* sp., *Vallonia* sp., *Jamina (Bollongeria) pupoides* Kryn., *Helicella* cf. *crenimargo* L. Pfr. По данным В. А. Зубакова и В. В. Кочегуры (1974 г.) в этом интервале разреза породы намагничены обратно, что вполне согласуется с отношением их к эоплейстоцену.

В скважинах Терско-Дагестанского прогиба эоплейстоцен представлен апшеронскими морскими осадками, тесно связанными с нижележащим акчагылом. В основании прослеживаются глины с прослоями песков, для которых характерно преобладание *Dreisenidae*, свидетельствующее об опреснении. Мощность этой части разреза достигает 150 м. Выше осадки преимущественно глинистые; глины переслаива-

ются с песчаными толщами. В скважине Александрийская (А. Г. Алексин, А. И. Цатуров, 1957 г.) песчаных свит три: одна в средней и две в верхней части разреза. Разрез весьма сходен с таковым заманкульской серии Сунженского хребта. И в том, и в другом случае он четко подразделяется на шесть свит, преимущественно глинистых или песчаных. Нижняя глинистая свита александрийского разреза (около 100 м) содержит *Apscheronia propinqua* Eichw., *Parapscheronia raricostata* Sjöegг. и др. типично апшеронские формы. Выше располагаются серые мелкозернистые пески, мощность которых достигает 100—110 м, затем глины (около 70 м) снова с обильной морской фауной. Выше лежащие песчаные свиты (соответственно, 30—50 м мощности) разделены серыми песчанистыми глинами (до 70 м). Фауна обедненная, встречаются редкие дрейсены, пресноводные остракоды. По данным И. В. Масловой (1960) для глин и песков с дрейсенами, лежащих в основании апшерона, отмечено сокращение древесных, исчезновение широколиственных, возрастание роли сосны и березы, что указывает на существенное похолодание; выше в глинах при общем значительном содержании пыльцы травяных (до 80 %) относительно велика роль широколиственных (*Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus* — до 35 %). Спектры песчаных свит характеризуются почти полным отсутствием пыльцы широколиственных, резким увеличением количества пыльцы ели, сосны и особенно березы, сокращением травянистых (преобладают ксерофиты) — фиксируется новое похолодание климата.

Песчаные свиты в морском апшероне александрийского разреза и грубообломочные свиты заманкульской серии генетически связаны между собой и в целом с изменениями характера речного стока под влиянием оледенений горных районов Большого Кавказа (Кожевников, 1966). Это подтверждается довольно полным совпадением зон похолоданий, выделенных И. В. Масловой (1960) на спорово-пыльцевой диаграмме, с песчаными свитами.

Для Восточного Кавказа особенно показателен разрез Кусарского предгорного прогиба. Переход от акчагыла к апшерону здесь постепен и устанавливается по смене фауны и литологическим изменениям. Галечно-песчаная свита с обедненной фауной, начинающая апшерон, вверх сменяется глинами с *Parapscheronia raricostata* Sjöegг., *Dreissena rostriformis* Desh, *D. carinato-curvata* (Sinz.). Глины содержат характерный комплекс остракод — *Leptocythere fragilis* L., *L. apscheronica* Schn., *Loxocconcha petasus* L., *L. eichwaldi* L. и др. Выше по разрезу среди глин появляются песчанистые известняки (в виде линз) с *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Monodacna caucasica* Andrus., *Didacna hyrcana* Andrus., *Adacna plicata* Eichw. Из остракод отмечены *Leptocythere fani* Liv., *L. apscheronica* Schn., *Paracypris candida* Liv., *Candona subaqualis* G. и др. (В. Л. Галин, 1962 г.). Мощность апшеронских отложений в Кусарском прогибе достигает 500—600 м. В зоне влияния палео-Самура в кровле глин с *Apscheronia propinqua* (Eichw.) улавливается песчаная свита изменчивой мощности (10—50 м). Выше снова прослеживаются известковистые глины и песчаники с *Apscheronia propinqua* (Eichw.) и, затем, мощная валунно-галечная кусарская свита, расслоенная коричнево-бурыми, иногда красно-бурыми глинами. Мощность свиты 200—250 м. Кусарская свита связана фаціальными переходами с морским апшероном. Сформировалась она во время позднечегемского оледенения, распространившегося в район горы Шахдаг.

В пределах Апшеронского полуострова и Кобыстана слои, переходные к апшерону, представлены черными глинами с *Limnaea* (Radix) *lessonae* Andrus. Они являются стратиграфическим аналогом кудбарекских свит, выделенных С. А. Ковалевским (1936) в Аджиноуре. Выше лежат глины и песчаники, содержащие солонатоводную фауну с *Parapscheronia raricostata* (Sjöegг.). Кроме песчаников и глин, отмечены детритусовые известняки, мергели. Суммарная мощ-

ность апшерона достигает 300—500 и более м (Али-Заде, 1978). К. М. Султанов (1964), К. А. Ализаде, Э. М. Асадуллаев (1972) выделяют в этом разрезе два подъяруса. Для нижнего характерна *Apscheronia* (*Parapscheronia*) *raricosiata* (Sjoeegr.), *A. eurydesma* (Andrus.), *A. calvescens* (Andrus.), для верхнего — *Apscheronia propinqua* Eichw.) и сопровождающие ее формы.

В зоне влияния стока рек, текущих с Большого Кавказа (Гердымчай, Геокчай и др.), в разрезе апшеронских отложений с солоноватоводной фауной свиты с пресноводными дрейсенами, микромеланиями появляются в большем количестве. В разрезах по Гердыманчаю их три (по 100—200 м мощности). Последовательность залегания свит сходна с таковой в скв. Александрийской. Аналогичные свиты выделяются и в Геокчайском разрезе (Султанов, 1964). Особенно мощная свита опресненных и континентальных отложений выделяется в средней его части (до 350 м), вторая, меньшей мощности (около 100 м), значительно выше по разрезу, и, наконец, третья (около 250 м мощности) — в его кровле. Свита, начинающая разрез, — аналог кудбарекской свиты С. А. Ковалевского (1936). Кроме дрейсен, клессиниол и микромеланий, в ней присутствуют бореальные *Unio* (*U. pseudorumanus*, *U. apscheronicus*, *U. bozdagensis*), *Anodonta* (*A. transcaucasica*, *A. strabona*), а также вальваты, битинии, пизидиумы и литоглифусы (Климатические колебания..., 1976, А. Л. Чепалыга, 1980 г.). Нижние глины и пески, с характерной апшеронской морской фауной (*Parapscheronia raricosiata* Sjoeegr., *Apscheronia propinqua* Eichw. и др.) — это преддашюзская свита схемы С. А. Ковалевского (мощность 150 м). Опресненная свита, выделяющаяся в средней части морского апшерона, в Аджиноуре известна под названием дашюзской свиты. Близ кровли и подошвы в ней появляются галечники. Песчано-глинистые слои содержат, наряду с пресноводной, также и наземную фауну (*Helix*). Мощность свиты — 130 м. Предкоджашенская свита — глины, пески, суглинки с *Hurcandia intermedia* (Eichw.), корбикулами и анодонтами в отдельных горизонтах (до 300 м мощности), соответствует верхней солоноватоводной части апшеронского разреза. Завершает апшерон коджашенская свита — переслаивание галечников и бурых лёссовидных суглинков с буровато-серыми глинистыми песчаниками, содержащими редкие *Monodacna*, *Dreissena*, *Corbicula*, а также анодонт бореального типа (Климатические колебания..., 1976; А. Л. Чепалыга, 1980 г.). Мощность свиты — около 200 м. Аналогичные свиты можно выделить и в пределах Нижнекуринской впадины (В. Е. Хаин, Г. А. Ахмедов, 1957 г.) по скважинам Дайкенд и Сарыджаляр. Это «немые» глины и пески в средней части апшерона и серые пески и глины с обильными *Dreissena rostriformis* (Desh.), лимнеидами, меланопсисами, литоглифусами и планорбисами — в верхней. Общая мощность опресненного верхнего апшерона в Нижнекуринской впадине — до 300 м. Близкие мощности зафиксированы в скважинах островов Булла и Обливной в 30 км севернее устья Куры. Спорово-пыльцевые спектры из этого интервала разреза характеризуются высоким содержанием пыльцы *Betulaceae*, что свидетельствует о широком распространении березового редколесья в высокогорной зоне Большого Кавказа (Исаева-Петрова, 1972).

В пределах Малого Кавказа большая часть накоплений, относимых к эоплейстоцену, представлена вулканитами. Кое-где в крупных транзитных долинах (Кура, Агстев, Тертер) отмечены остатки аллювия и пролювия, а в эрозионно-тектонических котловинах (Арагатская, Воротанская и др.) — озерные и аллювиально-озерные отложения этого возраста.

Вулканогенные образования известны на Ахалкалакском нагорье, в разрезах Арагаца, Гегамского, Варденисского и Сюникского хребтов. В Абул-Самсарском хребте, Мокрых горах на долеритовых базальтах, относимых к верхнему плиоцену, лежат более кислые лавы — андезитобазальты, андезиты, андезитодациты кечутской свиты (Гукасянские,

Кечутские горы). Их мощность достигает 1—1,2 км (Харазян, 1966). Так называемые «верхние» долеритовые базальты этого района более молодые, чем кечутская свита; они опускаются в Цалкинскую, Верхнеахурянскую, Лорийскую котловины и долины рек Храми, Дебед и др., в основании имеют обратную, выше — нормальную намагниченность (Ш. А. Адамия, А. Н. Храмов, 1963 г.).

В долине Куры, пересекающей Ахалкалакское нагорье, на территории Ахалцихской котловины, к эоплейстоцену относится аллювий террас, имеющих соответственно, 450—500, 300—350 м (Гамкрелидзе, 1949; Церетели, 1966; Г. М. Майсурадзе, 1970 г.). Во впадинах, располагающихся южнее Ахалкалакского нагорья (Ленинаканская, Памбакские), эоплейстоценовые (апшеронские) отложения, преимущественно вулканогенно-осадочные, погребены под более молодыми толщами.

В пределах арагацкого вулканического массива к эоплейстоцену относится верхняя часть единой акчагыл-апшеронской толщи андезитобазальтов. Сюда же относятся липариты, а также перлиты, пемзы и агломераты вулкана Артени. Абсолютный возраст липаритов — 1 млн. лет (Карапетян, 1968). Близки к ним по времени образования и верхние лавовые покровы андезито-базальтов вулкана Араилер, Егвардского и Канакерского плато, имеющие абсолютный возраст по К/Аг 1,9—0,7 млн. лет. К тому же временному интервалу (2,0—0,5 млн. лет) следует относить липариты, перлиты, обсидианы вулканов Атис и Гутансар.

Вулканиды эоплейстоцена широко распространены в центральной части Гегамского нагорья (базальты, андезито-базальты, андезиты). Отдельные покровы андезито-базальтов прослеживаются в сторону Севанской впадины. Намагниченность лав обратная (Г. П. Багдасарян и др., 1971 г.). Им в какой-то мере синхронны галечники древнесарыкаинской толщи на побережье Большого Севана.

Возрастные аналоги лав Гегамского нагорья, относящихся к эоплейстоцену, выделяются также в разрезах Варденисского вулканического хребта. В бассейне р. Арпа они перекрывают галечный аллювий наиболее высоких террас (отн. выс. 180—220 м). В пределах Сюникского нагорья к этому комплексу вулканитов относится верхняя часть ишихлинской толщи, образующая вулканический массив Ишханасар. Ее мощность достигает 600 м. Характерна обратная намагниченность андезито-базальтов привершинной части вулкана, что позволяет относить их к эпохе Матуямы шкалы Кокса.

К юго-западу от вулкана Ишханасар в долинах Акера и Воротан эоплейстоцену соответствуют вулканогенно-осадочная верхнегориская свита, а также озерные осадки верхнесисианской (татевской) свиты — диатомитовые глины, алевриты, пески буровато-желтого, буровато-серого цвета с прослоями диатомитов. Диатомитовая флора очень богата. Преобладают планктонные формы родов *Cyclotella* (новые виды) и *Stephanodiscus* (*S. astraea*, *S. kanitzii*, *S. niagarae*).

Соотношения верхнесисианской (татевской) свиты с подстилающими породами указывают на существование предапшеронской фазы углубления долин бассейна Аракса, что было вызвано поднятием Мало́го Кавказа в условиях сравнительно низкого положения базиса эрозионной сети. Предапшеронская фаза врезания зафиксирована, в частности, на территории Араратской котловины (Кожевников, Кожевникова, Саядян, 1973). Подошва апшеронского аллювия у г. Арташат располагается на глубине 380 м от поверхности.

Аллювий апшеронского возраста в Араратской котловине и по притокам Аракса—Раздану, Касаху, Селав-Мастара перекрыт покровом андезито-базальтов, который является продолжением соответствующих покровов Арагаца, Егвардского и Канакерского плато. На западе (Кармрашенское плато) андезито-базальтами перекрыты галечники обширной террасы р. Ахурян, опирающейся на уровень Араратской котловины. Вне территорий, занятых лавовыми покровами, аналогичные галечники слагают обширные террасы рек Азат (Советашенское плато), Ар-

па, Нахичеванчай, Гиланчай, Алинджачай, Вохчи, Цав, Мегригет, Карачеван, при слиянии Воротана и Акеры, на выходе Акеры к Араксу, а также по ряду долин северо-восточного склона Малого Кавказа.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Нижняя граница плейстоцена в том объеме, в каком он рассматривается ниже, совпадает с подошвой бакинских морских отложений Каспия. Тюркянская свита условно считается фацией нижнего баку. В разрезе черноморских осадков это подошва крымской чауды и ее аналогов.

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Кроме тюркянских, бакинских и собственно чаудинских отложений к нижнему плейстоцену Кавказа относятся морены, аллювий террас, озерные осадки, вулканогенные образования, но в целом сохранность нижнего плейстоцена значительно хуже, чем более ранних и более поздних осадочных и вулканогенных серий.

В пределах южной части Рионской межгорной впадины, в Гურიинской зоне, шавские слои, в которых зафиксирована инверсия Матуяма — Брюнес, по обнажениям на р. Шава, по балкам близ горы Цвермагал, в левобережье р. Сепи и далее вплоть до ст. Уреки сменяются глинами, песками, содержащими, наряду с *Didacna tschoudae* (Андрус.), также *D. ex gr. pseudocrassa* (Павл.) и *D. ex gr. ponotocaspia* (Павл.). Это, вероятно, аналоги крымской чауды. В целом толща слегка дислоцирована, мощность около 150 м (Китовани, 1976). В песках на вершине Цвермагал обнаружена фауна средиземноморского типа, которую А. Л. Чепалыга (1980 г.) считает позднечаудинской.

В долинах р. Супсы и Натанеби чаудинскому временному интервалу соответствуют 2 речные террасы. В центральных частях Рионской межгорной впадины мощность чаудинских отложений достигает 400 м (Цагарели, 1964). Фауна (*Didacna ex gr. crassa* Eichw., *D. tschoudae* (Андрус.), *D. baeri—crassa* Павл., *Monodacna subcolorata* Андрус., *Dreissena tschoudae* Андрус.) встречена на глубинах 200—250 м и более. На северной окраине Рионской впадины по Ингури, Кодори, Гумисте также выделяются две высокие террасы, датируемые ранним плейстоценом. Сложены они валунно-галечным аллювием. Особенно хорошо сохранилась нижняя из террас, выходящая к побережью на высотах около 100 м. Террасы высотой 80—100 и 120—130 м выделяются в приустьевых частях крупных речных долин и далее на северо-запад (Бзыбь, Мзымта). Морские их аналоги можно наблюдать между городами Лазаревское и Туапсе. В разрезе нижней из этих террас у санатория Гизель-дере в детритусовых песчаниках и мелкогалечных конгломератах собрана чаудинская фауна — *Didacna pseudocrassa* Павл., *D. tschoudae* (Андрус.), *Monodacna* sp., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Teodoxus pallasii* Lindh., *Micromelania* sp. (В. М. Муратов, Ли-Хуа-чжан, 1961 г.; Федоров, 1963, 1978). У санатория Магри и дома отдыха Зеленый Гай террасы можно наблюдать в непосредственном прислонении друг к другу. В направлении Геленджикской бухты прослеживается лишь верхнечаудинский уровень (абс. высоты 85, 75, 45 м). Здесь в разрезе мыса Идукопас в конгломератах с прослоями ракушечного детрита встречена обильная фауна — *Didacna cf. rudis* Nal., *D. sp.*, *D. cf. parvula* Nal., *D. tschoudae* (Андрус.), *D. pleistopleura* Davit., *D. plesiochora* Davit., *Dreissena polymorpha* Pall., *Teodoxus pallasii* Lindh., *Clessiniola* sp. (Федоров, 1963). На Таманском полуострове слои, соответствующие нижней чауде керченского стратотипа, известны на мысах Каменный, Пекла, где слагают террасу высотой 60—70 м. В ее разрезе вскрыты пески и глины с *Didacna baeri—crassa* Павл. *D. cf. parvula* Nal., *Monodacna subcolorata* Андрус., *Adacna cf. plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. На

мысе Литвинова разрез начинается песками. В них обнаружены *Didacna parvula* N a l., *D. baeri—crassa* P a v l., *D. catillus* E i c h w., *D. rudis* var. *catillus — rudis* N a l., *Dreissena polymorpha* P a l l., *Corbicula fluminalis* M u l l., *Paludina* sp., *Sphaerium* sp. Пески перекрыты светло-бурыми суглинками (1,5—2 м). Близкие по возрасту слои с *Didacna baeri—crassa* P a v l., *D. parvula* N a l. *D. sp.*, *Dreissena polymorpha* P a l l., *Monodacna* sp., *Adacna plicata* E i c h w., *Melanopsis* sp., *Paludina* sp., *Limnaea* sp., *Anodonta* sp., *Pisidium* sp., *Planorbis* sp. зафиксированы у хут. Мал. Кут (Федоров, 1963).

Эти данные вполне согласуются со сведениями о присутствии двух чаудинских террас на черноморском побережье Кавказа. Обилие в чаудинских слоях нижебакинских и верхнебакинских моллюсков свидетельствует о существовании в чаудинско-бакинское время черноморско-каспийского соединения.

В горной части юго-западного Кавказа, отложения, которые по условиям залегания можно относить к нижнему плейстоцену, в основном, уничтожены последующей эрозией. Однако имеются указания (Церетели, 1966) о сохранившихся кое-где моренных и аллювиальных отложениях этого цикла. В бассейне р. Ингури валунные суглинки отмечены на хр. Загар в районе г. Местия, в долине Ингури крупные глыбы гранитов известны у с. Пари (отн. выс. 350—400 м). На таких же относительных высотах огромные валуны кристаллических пород отмечены в долинах Риони (местности Джоджохета, Дидвели) и Кодори (села Гвандра, Хутиа). В долинах Риони, Ингури, Кодори, Бзыби, Мзымты и других рек также известны фрагменты соответствующих террас. По Риони террасы с сохранившимся галечным, иногда валунным покровом отмечены Д. В. Церетели (1966) у г. Они (отн. выс. 180—200 и 300—350 м) ниже г. Амбролаури (150—180 и 200—250 м), у г. Кутаиси (100—110 и 150—160 м). В долине Ингури остатки валунного аллювия и фрагменты террас сохранились у с. Пари, Цвирмаши, Латали, Эцери. Террасы последовательно понижаются на этом отрезке с отн. высот 250—400 и 200—250 м до 200—150 и 150—120 м. В долине Кодори террасы этого комплекса зафиксированы у с. Аджара. Их отн. высоты 300—350 и 200 м.

В горной части бассейна Кубани высокие террасы, по положению в рельефе относимые С. И. Дотдучевым (1975 г.) к нижнему плейстоцену, имеют отн. высоты 280—300 и 340—350 м, более низкие террасы того же комплекса установлены в предгорьях, в районе г. Черкесска (Сафронов, 1956; Кожевников, 1961, 1962; Горецкий, 1962). Сложены они галечниками, мелким валунником. В составе — палеозойские сланцы, граниты; мощность — 5—6 м, редко более. XI надпойменная терраса этого комплекса у г. Черкесска имеет отн. высоту 240 м, ниже-расположенная X надпойменная 180—190 м. Обе террасы составляют значительный участок Кумско-Кубанского водораздела. X (невинномысская, по Г. И. Горецкому, 1962) прослеживается до г. Невинномысска. Западнее обе террасы уничтожены последующей эрозией. О былом их присутствии свидетельствуют находки у г. Кропоткина (карьер Гирей) в галечниках цоколя низких террас зубов *Archidiskodon trogontherii* (-w ü s t i) *Rhinoceras mercki* (В. И. Громов, 1948 г.). Челюсть *Archidiskodon trogontherii* (-w ü s t i) найдена в аллювии р. Лабы у ст. Воздвиженской (Лебедева, 1963).

В Минераловодском районе невинномысская терраса, X в бассейне Кубани, оказывается IX в последовательности террас Кумы и Подкумка. Здесь она известна под названием горячеводской (отн. выс. 175 м); слагающие ее валунно-галечные отложения состоят из известняков, песчаников, кремня, кварца, порфиристов, редких красных гранитов и имеют мощность, достигающую 5—8 м. Традиционно (Иванова, 1946, Николаев, 1948) терраса сопоставляется с травертинами южного склона г. Машук, содержащими остатки *Palaeoloxodon aff. antiquus* F. et C. С. И. Дотдучев (1975 г.) пишет, что травертины облекают поверхность

и уступ горячеводской террасы. В этом случае с более высокой XI террасой Кумско-Кубанского водораздела приходится сопоставлять армянскую террасу Подкумка, хотя обычно она датируется апшероном.

Ледниковые отложения Центрального Кавказа, относимые к нижнему плейстоцену, наиболее полно изучены в долине р. Чегем. Здесь у развалин с. Эльтюбю при устье рч. Джилгису на отн. высоте 500 м к днущу древней трогообразной долины приурочена морена, состоящая из валунов и глыб липаритового, реже гранитного состава. Мощность ее около 10 м. Примерно 50 м ниже по склону залегают более молодые ледниковые отложения того же комплекса — морены, флювиогляциальный валунник.

Соответствующее оледенение Е. Е. Милановский (1966) назвал эльтюбинским. В долине Баксана морена эльтюбинского оледенения отмечена между селом Тегенекли и устьем Адылсу на горе Букабаши (отн. высота 650 м). Есть она и в других долинах бассейна Терека.

Террасы, относящиеся к нижнему плейстоцену, в пределах Центрального Кавказа зафиксированы по рекам Баксан, Чегем, Ардон и др. В общей террасовой последовательности они являются X—XIV (С. И. Дотдугев, 1975 г.). В предгорьях развиты лишь самые молодые из них. Аллювий X террасы слагает вершину горы Машгурей между реками Псыгансу и Черекон Балкарским (отн. отметка около 200 м). Этот же галечный уровень обнаружен ниже слияния Черекон Балкарского и Безенгийского у южной окранны с. Советского (отн. отметка около 150 м). К раннему плейстоцену относятся также галечники и суглинки древней долины р. Урух, пересекающей Урух-Лескенский водораздел. В долине Терека террасы этого комплекса, сложенные валунно-галечным материалом, отмечены к северу от Дарьяльского ущелья над селами Нов. Ларс, Чми, Балта. К югу от ущелья к раннему плейстоцену относятся аллювиальные галечники, залегающие на отн. отметке 200 м у с. Коби под андезитами Мнадонского лавового потока. Если учесть тектоническое погружение Верхнетерской впадины, то первичная высота мнадонской террасы составляет 500 м. Андезиты Мнадонского потока являются единственным свидетелем вулканической деятельности в нижнем плейстоцене, причем не только для Казбекской, но и для Эльбрусской вулканических областей. Ранний плейстоцен был временем ослабления вулканической активности.

Особенно плохая сохранность отложений, относящихся к нижнему плейстоцену, характерна для Восточного Кавказа. По р. Сулак валунно-галечные отложения, с разной степенью уверенности относимые к нижнему плейстоцену, появляются в пределах Хадумского купола (гора Ортобак) и в разрезах Бавтугайской возвышенности — там, где река выходит на предгорную равнину. Здесь выявлены четыре галечных свиты аллювиального происхождения, последовательно прислоненные друг к другу и выраженные в рельефе в виде террас (Кожевников, Никитин, 1977). Мощность аллювия каждой из террас 5—10 м. Они попарно гипсометрически сближены (200—250 и 300—350 м). На Самуре террасы, относящиеся к нижнему плейстоцену, составляют наиболее высокие участки Кусарской наклонной равнины (не менее 3—4 аллювиальных свит).

Морские каспийские террасы, относящиеся к нижнему плейстоцену, отмечены к юго-востоку от г. Махачкала (Федоров, 1957), а также южнее Кусарской равнины между реками Вегвер, Кешчай, Атачай, Чагаджукчай, на склонах хр. Кайнарджа и Бешбармаг (Векилов, 1969). В песках и галечниках кое-где найдены обломки раковин *Didacna rudis* N a I. Иногда это чисто абразионные уровни. Абсолютные их высоты по данным Б. Г. Векилова (1969) следующие: 220—240, 250—260, 280—300, 320—340, 380—400 м. Наиболее низкая терраса является верхнебакинской. Речные террасы переходят в морские или сопоставляются с ними. Пример подобного сопоставления можно привести, опираясь на материалы, полученные в присулакском районе. Самая низ-

кая из речных террас, относимых в левобережье Сулака к нижнему плейстоцену, гипсометрически, по уклону и положению в рельефе соответствует морской террасе сулакского правобережья. В галечниках последней собрана обильная фауна — *Didacna rudis* N a l., *D. rudis* var. *catillus*—*rudis*, *D. rudis* var. *vulgaris* N a l., *D. ex gr. crassa* E i c h w D. sp., близкая к *D. eulachia* (B o g.) F e d., *D. parvula* N a l., *Dreissena* aff. *pontocaspi* A n d r u s., *D. rostriformis* D e s h., *D. polymorpha* P a l l. (Федоров, 1957). Присутствие в списке форм, близких к *Didacna eulachia* (B o g.), F e d., указывает на верхнебакинский возраст соответствующих отложений.

Сопоставление бакинских речных и морских террас с какими-либо горизонтами морских бакинских осадков, выполняющих Терско-Дагестанский, Кусарский и Приапшеронский предгорные прогибы, является самостоятельной и достаточно сложной проблемой. В опорной скважине Александрийская в нижней трети разреза бакинских осадков, содержащих *Didacna parvula* N a l., *D. rudis* N a l., а также другую характерную фауну (общая мощность около 400 м), выделяется песчаная свита (50—70 м), которую можно сопоставить с раннебакинской фазой активизации речного стока с Центрального Кавказа, где, вероятно, были ледниковые условия. По данным И. В. Масловой (1960) с этим опесчаненным интервалом связано резкое сокращение количества пыльцы широколиственных в спорово-пыльцевых спектрах при одновременном возрастании пыльцы березы. Сходная фаза, выраженная несколько слабее, устанавливается для верхней части бакинского разреза. Эти данные позволяют предполагать двукратное оледенение Большого Кавказа в раннем плейстоцене. Вывод этот подтверждается наличием в долинах Большого Кавказа двух групп террас, относимых к раннему плейстоцену и существенно гипсометрически разобщенных.

На Апшеронском полуострове и в Кобыстане бакинские отложения представлены песчано-глинистыми, известняково-ракушечными, реже песчано-галечными отложениями и по фауне подразделяются на нижнебакинские с *Didacna parvula* N a l., *D. catillus* (E i c h w.) (Федоров, 1957, 1978) и верхнебакинские с *D. rudis* N a l., *D. carditoides* A n d r u s. Мощность их меняется в зависимости от тектонической позиции и положения относительно древней береговой линии (10—250 м). В основании бакинских отложений выделяются суглинки тюркянской свиты, в кровле — урунджикские слои с характерной *Didacna eulachia* (B o g.) F e d. В ряде районов зафиксированы бакинские морские террасы, а также, урунджикская терраса этого комплекса (Векилов, 1969).

В предгорьях Юго-Восточного Кавказа (по Ахсу, Гердыманчаю, Геокчаю, Алазани) развита мощная нижнеушталская галечно-песчано-суглинистая свита, изученная в аджиноурских увалах (Карамарьям, Коджашен, Дашюз). В разрезах по р. Девебатанчай она фациально замещается верхнебакинскими отложениями с *Didacna* aff. *rudis* N a l. и *D. ex gr. carditoides* A n d r u s. В хр. Караджа бакинский разрез начинается с тюркянских бурых суглинков с остракодами и зеленовато-серых глин, содержащих *Didacna parvula* N a l. (около 30 м). Выше следует мощная толща песчаных глин, глинистых песков, песчаников (до 150 м) с *D. aff. eulachia* (B o g.) F e d., (Федоров, 1978). В коджашенском разрезе среди глин с прослоями пепла слои с *D. parvula* N a l. уже отсутствуют. Верхняя треть толщи содержит крупных *Didacna eulachia* (B o g.) F e d. и, вероятно, отвечает урунджикскому (мингечаурскому) горизонту (Федоров, 1957, 1978; Векилов, 1969). Суммарная мощность отложений — до 200 м. Это аналоги нижнеушталской свиты Карамарьяма. В Кудбарекдаге, Дашюзе мощность нижнеушталской свиты достигает 300—400 м. В верхней части разреза преобладают пески, переходящие в конгломераты. На правом берегу Алазани нижнеушталская свита становится нацело галечной. В долинах Арагви, Лиахви ей соответствуют наиболее высокие речные террасы. В верховьях Б. Лиахви (по р. Самих-дон) известны высоко залегающие мо-

рены (отн. высота 500—550 м), которые Д. В. Церетели (1966) относит к минделю.

Присутствие песчаных и галечных свит в разрезе нижнеушталской свиты, там где она фациально замещается бакинскими морскими осадками позволяет предполагать фазы активизации речного стока, связанные с ледниковыми явлениями в пределах Центрального Кавказа. В скважине Сарыджалар среди серых глин с бакинской фауной встречаются прослои супесей и суглинков с редкой галькой, принесенной с Большого и Малого Кавказа (глубины 954—961, 806—809, 768—772 и 751—761 м).

Нижний плейстоцен Малого Кавказа представлен, главным образом, аллювиальными, озерными и вулканогенными отложениями. В восточной части Ахалкалакского нагорья к нижнему плейстоцену относятся верхние, нормально намагнитченные покровы долеритовых базальтов, слагающие Ахалкалакское, Дманисское, Гомаретское плато и Беденский хребет. Их возраст по К/Аг $0,53 \pm 0,2$ и $0,65 \pm 0,2$ млн. лет (Ас-ланян, Саядян, 1973). Галечники речных террас в этом и соседних районах (Аджаро-Триалетия), датируемые ранним плейстоценом, сохранились, главным образом, в долине Куры. В пределах Ахалцихской впадины «миндельской» считается терраса с отн. выс. 350—440 м (Гамкрелидзе, 1949; Церетели, 1966; Г. М. Майсурадзе, 1970 г.). Сравнение террасовых рядов долины Куры в ахалцихском, тбилисском и руставском ее сечениях, позволяет считать эту террасу эоплейстоценовой, «доминдельской», а к раннему плейстоцену относить террасы, имеющие высоты 230—240 и 280—300 м. К этой группе террас относится махатская терраса у Тбилиси (240—260 м), террасы с отн. отн. 200—250 м у г. Рустави (Ширинов, 1973, 1975), а также лотхисская терраса Куры, имеющая у Тбилиси высоту 170—180 м. Она отмечена в зоне Телетского хребта (170 м) и далее сопоставляется с террасами, известными у г. Мингечаура (отн. отн. 100—110 м). Галечные террасы, относящиеся к раннему плейстоцену, широко развиты в долинах правых притоков Куры, стекающих с Малого Кавказа (Агстев, Тертер).

Нижний плейстоцен особенно детально изучен в пределах Ленинанканской впадины. Здесь обнажены пески и глины озерно-аллювиального генезиса (150 м), вверх сменяющиеся чисто озерными осадками — глинами (иногда диатомовыми) и алевролитами (130 м). Это так называемая анийская толща (Ю. В. Саядян, 1966, 1968 г., 1973 г.; Заикина, Саядян, Соколова, 1969). Палинологи установили несколько фаз развития растительности: степной с сухим и теплым климатом, и лесной — с прохладным и влажным. Смена растительности вызывалась теми же общеклиматическими изменениями, которые были причиной оледенений Большого Кавказа. Возраст анийской толщи надежно определяется ее залеганием на апшеронских вулканитах и тем, что она перекрывается аллювием, содержащим остатки сингильской фауны млекопитающих.

Вулканическая деятельность в пределах Арагацкого вулканического массива, Гегамского и Сюникского нагорий в раннем плейстоцене была явно ослабленной. К этому времени В. М. Амарян (1970) относит пемзовые пески, пемзы, туфы и перекрывающие их андезито-дациты, вскрывающиеся в каньоне р. Амберд у восточного подножья Арагаца, но не исключен их среднеплейстоценовый возраст. В пределах Гегамского и Сюникского нагорий к раннему плейстоцену может относиться какая-то часть долинных андезито-базальтов.

На окраинах нагорий, тяготеющих к межгорным впадинам значительные территории занимают аллювиальные галечники (барцрашенская и гарнийская террасы Советашенского плато в долине р. Азат, террасы Нахичеванской котловины, междуречья Воротана и Акеры и др.). Полно представлен нижний плейстоцен в разрезе Араратской котловины. Это песчано-галечный аллювий Аракса (м. 60 м), лежащий на апшеронских андезито-базальтах и смешивающийся вверх серыми озерными глинами (до 70 м).

Причиной возникновения Араратского озера было заполнение Садаракской впадины лавами базальтового состава, центром излияния которых являлся вулкан Мал. Арарат. Мощность базальтов, датированных ранним плейстоценом достигает здесь 100 м.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Комплекс отложений, относимых в разных районах Кавказа к среднему плейстоцену, весьма представительен. На Большом Кавказе довольно полно представлены морены, речные и морские террасы. На Малом Кавказе широко развиты мощные толщи озерно-аллювиального генезиса, выполняющие межгорные впадины. По сравнению с ранним плейстоценом, средний плейстоцен может рассматриваться как время существенной активизации вулканических процессов.

На юге Рионской межгорной впадины, в Гурийской зоне к среднему плейстоцену, относятся древнеэвксинская и узунларская морские террасы, расположенные на абс. Высотах 60—65 и 40—50 м. Иногда древнеэвксинские отложения слегка дислоцированы (ст. Уреки). Из песков и глин урекского разреза определены *Didacna* ex gr. *baeri-crassa* Pavl., *D.* ex gr. *pseudocrassa* Pavl., *Monodacna* ex gr. *subcolorata* Andrus., *Dreissena* ex gr. *čelecenica* Andrus., мелкие гастроподы (Китовани, 1976). В них зафиксирован не известный ранее эпизод обратной намагниченности (Зубаков, Кочегура, Попов, 1975). Узунларские слои этого района (с. Омпарети) содержат *Cardium edule* L., *Abra ovata* (Phil), *Balanus* sp. (Китовани, 1976), упоминаются обломки раковин, близкие к *Chione gallina* L. (Федоров, 1963). В наиболее прогнутых частях Рионской впадины кровля чаудинских отложений с *Didacna tschoudae* Andrus., *Dreissena tschoudae* (Andrus.) фиксируется скважинами на глубинах 200—400 м. Переход к древнеэвксинским отложениям постепенный. В разрезе преобладают песчанистые глины. Комплекс фауны по данным А. Г. Лалиева (1957 г.) содержит *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *D.* aff. *pseudocrassa* Pavl., *Adacna* ex gr. *plicata* Eichw., *Monodacna* ex gr. *subcolorata* Andrus., *M.* ex gr. *colorata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pavl. (var. cf. *regularis* Andrus.), *D.* ex gr. *caspia* Eichw., *D.* aff. *ponto-caspia* Nal., *Micromelania* sp., *Clessinia* sp., *Hydrobia* sp., *Valvata* sp., *Pisidium* sp.

Для низовьев р. Супсы имеются данные об остракодовой фауне древнеэвксинских отложений, а также палинологическая их характеристика (Церетели, Мамацашвили, 1975). В списке остракод *Caspyocyparis trapezoidalis* Imp., *Caspiolla ventusa* (Zal.) *Cytherissa bogatschovi* Liv., *Cyprideis littoralis* (Brady), *Candona* sp., *Bacunnella* aff. *roberti* (Zel.), *B. dorsoarcuata* (Zel.), *Leptocythere multituberculata* Liv., *L. striatocostata* Schw., *L. pirsagatica* Liv., *L.* aff. *scita* Step., *L. adulata* Asl., *L. bicornis* Asl., *L. planus* Asl. *Loxoconcha tschoudae* Imp., *L. petasa* Liv., *L. gibboides* Liv., *L. pseudoconvexa* Liv., *L. arcuata* Step., *Trachyleberis azerbaijanica* Liv. В основании разреза комплекс имеет черты переходного чаудинско-древнеэвксинского. Обнаруженные здесь спорово-пыльцевые спектры содержат пыльцу *Fagus*, *Carpinus orientalis*, *C. caucasica*, *Zelkova*, *Castanea*, *Juglans*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* и теплолюбивых хвойных *Cupressus*, *Cedrus*, *Libocedrus*, *Juniperus*, *Tsuga*, *Abies*, *Picea* (*Sequoia*), при полном отсутствии *Betula*. Спектры формировались в межледниковой обстановке. Средняя часть разреза (глубина 170—210 м) имеет иную спорово-пыльцевую характеристику. На территории Колхиды по-прежнему фиксируется обилие *Taxodium*, *Castanea*, не возрастает роль *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, в горах преобладает *Pinus*, появляется *Betula*, наблюдается большое количество пыльцы травяных. Выше располагается интервал (глубина 140—170 м), где пыльца березы исчезает, появляются *Carpinus*, *Fagus*, *Juglans*, обилие *Taxodium* сохраняется. Вероятно, эта часть разреза соответствует раннеузунларским (шапсугским) слоям, выделенным в настоящее время

на черноморском побережье Кавказа (Федоров, 1969, 1978; А. Б. Островский, 1968 г.). Над этим разрезом лежит мощная галечная свита. Интервал глубин 83—88 м снова характеризуется обилием пыльцы *Abies*, *Fagus*, *Carya*. Вероятно, это позднеузуларская (пшадско-ашейская) фаза. Еще выше в интервале 54—83 м (пески, галечники) по спорово-пыльцевой диаграмме снова фиксируется резкое увеличение пыльцы травяных, появление пыльцы березы, сокращение буковых древостоев.

Мощность отложений, относимых к среднему плейстоцену, достигает 170—180 м.

В пределах северной Абхазо-Мингрельской зоны Рионской межгорной впадины морские слои, относящиеся к среднему плейстоцену, также развиты довольно широко. За р. Келасури в слоистых светло-бурых глинистых песках отмечена фауна узунларского типа (В. И. Громов, 1948 г.). В аналогичных слоях у Сухумского вокзала подобного типа фауна (А. Г. Эберзин, 1940 г.; Федоров, 1963, 1978) включает, помимо *Cardium edule* L. такие средиземноморские формы, как *Choina gallina* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Scrobicularia plana* D. Costa. На правом берегу р. Гумисты в глинистых песках нижней части того же разреза встречены древнеэвксинские *Didacna baeri-crassa* Pavl., *D. pallasi* Grav., *Monodacna* sp., *Ninnia* sp. (А. Г. Эберзин, 1940 г.; Федоров, 1963). Выше в таких же песках появляются *Cardium edule* L., *C. exiguum* Gm., *Syndesmya ovata* Phil., *Mytilaster lineatus* Gm., *M. cf. monterosatoi* Dautz., *Tapes* aff. *rugatus* B. D. D., вместе с мелкими *Didacna baeri-crassa* Pavl., близкими к *D. ex. gr. crassa* Eichw., *Monodacna* sp. и *Dreissena polymorpha* Pall. Наконец, у г. Гудаута А. Г. Эберзин (1940 г.) в рыхлых конгломератах, лежащих на чокракских глинах в цоколе позднекарангатской морской террасы (абс. выс. 8—10 м), указывает *Cardium edule* L., *Syndesmya ovata* Phil., *Mytilaster lineatus* Gm., *Didacna ex. gr. crassa* Eichw., *Monodacna* sp., *Adacna* sp., *Corbicula fluminalis* Müll. Суммарная мощность морских отложений, относимых на участке Келасури — Гудаута к среднему плейстоцену, в ряде случаев достигает 50—55 м. Создается впечатление, согласно которому вероятно соответствие рассматриваемых слоев началу среднего плейстоцена, основанию древнего эвксина. Возможен и более поздний, раннеузуларский возраст какой-то их части. А. Л. Чепалыга (1980 г.) считает их позднечаудинскими.

Северо-западнее г. Гудаута среди морских отложений зафиксированы лишь те горизонты, которые отвечают трансгрессивным фазам в истории Черного моря. Считалось (Федоров, 1963), что к среднему плейстоцену здесь относятся две морские террасы — древнеэвксинская и узунларская. А. Б. Островский (1968 г.) указал на существование двух горизонтов с фауной узунларского типа — шапсугского и пшадского. П. В. Федоров (1969, 1978) обозначил их как палеоузуларские и собственно узунларские слои, сохранив терминологию А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938 г.). Ашейские слои со средиземноморской фауной, выделенные А. Б. Островским (1968 г.) и также относящиеся к среднему плейстоцену, П. В. Федоров в качестве самостоятельных не признает. Каждому из горизонтов — древнеэвксинскому, палеоузуларскому (шапсугскому), узунларскому (пшадскому) в интервале абс. отм. 28—85 м соответствуют самостоятельные морские террасы. Особенно отчетлива наиболее ранняя — древнеэвксинская терраса. Между городами Сочи и Туапсе эта терраса имеет высоту 60 м. В ее слагающих галечных песках и ракушечниках фауна преимущественно каспийского типа — *Didacna pseudocrassa* Pavl., *D. naliivkini* W a s s., *D. pontocaspia* N a l., *Dreissena polymorpha* P a l l., *Teodoxus pallasi* L i n d h. и др. К северо-западу от Туапсе высота террасы в соответствии с неотектоническим положением того или иного участка побережья последовательно понижается. Каспийская фауна отмечена в разрезах среди галечников и песков у мыса Агррия (*Didacna* cf. *naliivkini* W a s s., *D. baeri-crassa* P a v l., *Dreissena*, *Monodacna*) на высотах 55—

65 м, у пос. Плоский Бжид (высота около 50 м), а также близ устья р. Джанхот (*Didacna pseudocrassa* P a v l., *D. naliokini* W a s s., *D. subpyramidata* P r a v., *Dreissena polymorpha* P a l l.), где высота террасы всего 30—40 м. На Тамани древнеэвксинские отложения (пески и супеси) с *Didacna naliokini* W a s s., *D. baeri-crassa* P a v l., *Dreissena polymorpha* P a l l. обнажаются на северном берегу Кизилташского лимана у мыса Стеблиевского.

Для многих участков черноморского побережья устанавливается единая эвксино-узунларская терраса, имеющая двухъярусное строение. Слой с фауной каспийского и средиземноморского типов разделяет базальный горизонт размыва. К северо-западу от устья р. Вулан между древнеэвксинскими и шапсугскими (палеоузунларскими) морскими отложениями А. Б. Островский и В. Е. Щелинский (1969) обнаружили континентальные суглинки делювиально-пролювиального происхождения (абс. отм. 45—46 м). Состав палеоузунларской фауны — многочисленные *Cardium edule* L. узунларского типа *Macra* sp., *Didacna* ex gr. *crassa* P a v l., *Dreissena caspia* E i c h w., *D. polymorpha* P a l l. (Федоров, 1963; Островский, Щелинский, 1969). Палеоузунларская трансгрессия была менее обширной, чем древнеэвксинская. Их разделяла регрессивная фаза, по-видимому, значительная.

Позднеузунларская (собственно узунларская, пшадская, по А. Б. Островскому, 1968 г.) терраса на черноморском побережье Кавказа особенно отчетлива. Между Гагрой и Сочи ее высота 40—45 м, к устью р. Шахе она повышается до 50—60 м, к г. Туапсе — до 60—65 м, к устью р. Агой вновь снижается до 50 м, к мысу Агрива до 45 м, наконец, в районе мыса Идукопас до 35—37 м (Федоров, 1963, 1978; А. Б. Островский, 1968 г.). Сложена она галечными песками, ракушечниками, мощность которых редко превышает первые метры. Фауна отмечена между р. Аше и р. Макопсе — *Cardium edule* L. *Chione gallina* L., *Tapes rugatus* V. D., обломки *Didacna* древнеэвксинского типа. Между Агоем и Небугом из этой террасы (высота 60—65 м) известны обильные каспийские формы — *Didacna naliokini* W a s s., *D. pallasi* P r a v., *D. cf. trigonula* D a s h., *D. cf. baeri-crassa* P a v l., *D. cf. pseudocrassa* P a v l., *D. sp.* (промежуточная между *D. trigonoides* P a l l. и *D. paraella* V o g.), *Dreissena eichwaldi* A n d r u s., обломки *Monodacna*, а также *Cardium edule* L. (Федоров, 1963). К югу от устья р. Нечепсуго у бывш. дачи Бескровного, а также близ устья р. Малая Пляхо, в разрезе этой террасы встречены раковины *Cardium edule* L. Широко известен разрез у с. Тенгинки близ устья р. Шапсуго (абс. отм. 38—40 м), откуда определены *Didacna naliokini* W a s s., *D. pallasi* P r a v., *Monodacna* sp., *Dreissena caspia* E i c h w., *Teodoxus pallasi* L i n d h., *Caspia ulskii* D u b., *Micromelania* cf. *spica* (E i c h w.), *Balanus*, *Cardium edule* L., *Cyndesmya*, *Patella* (Федоров, 1963).

Между р. Бетта и мысом Идукопас в разрезе террасы обнаружены *Cardium edule* L. (много), *Macra* sp., *Didacna* ex gr. *crassa*, *Dreissena caspia* E i c h w., *D. polymorpha* (Островский, Щелинский, 1968). Отмечено преобладание каспийских форм в нижних, а средиземноморских — в верхних частях соответствующих морских осадков. Иногда до 10 м разреза охарактеризовано лишь каспийскими формами, но есть разрезы (например, при устье р. Шапсуго), где почти все 6 м песков, слагающих террасу, содержат *Cardium edule* L. и *Balanus*. А. Б. Островский и В. Е. Щелинский (1969) пишут о фациальных различиях в пределах единого горизонта, другие исследователи (А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, 1938 г.; Федоров, 1963) придают смене фаун снизу вверх по разрезу стратиграфическое значение. Горизонт с фауной каспийского типа соответствует, по-видимому, поздней древнеэвксинской трансгрессии Черного моря. С поступлением средиземноморских вод она сменилась позднеузунларской, имевшей более высокий гипсометрический уровень. С ранней древнеэвксинской и позднеузунларской (пшадской) морскими террасами тесно связаны речные террасы Сочи, Шахе, Псе-

зуапсе и других речных долин, выходящих к морю между городами Сочи и Геленджиком.

Ашейская терраса, выделенная А. Б. Островским в 1968 г., известна в комплексе среднеплейстоценовых как постузунларская. Появляется она близ устья р. Шапсуго у пос. Горская Дивизия, в устьевой части р. Секуа, между реками Секуа и Пляхо, южнее устья р. Ту. Высота террасы постепенно увеличивается к югу от 28—30 до 40—45 м. Наиболее представительные разрезы известны между устьями рек Макопсе и Аше. В разрезах — мелкая и средняя хорошо окатанная галька, прослой раковинного детрита. Перекрывается терраса суглинками, затронутыми красноцветной элювиальной переработкой. С ашейской морской террасой тесно связаны террасы мелких рек кавказского побережья. Из ашейских отложений севернее устья р. Аше А. Б. Островский (1968 г.) указывает на *Paphia rugata* В. D. D., *Paphia* cf. *senescens* (С о с.), *Chione gallina* L., *Chlamys* sp., *Cardium edule* L. у дома отдыха Макопсе для более низких горизонтов разреза — *Didacna* sp., *Dreissensia polymorpha* P a l l., *Teodoxus pallasii* L i n d h., редкие *Cardium edule* L. Разрез террасы двучленный и в этом отношении сходен с позднеузунларским. Она отражает самостоятельный этап развития Черного моря, в течение которого солоноватоводный бассейн каспийского типа сменяется более соленым. Обособлению ее в ряду среднеплейстоценовых не противоречат датировки по неравновесному урану 110—130 тыс. лет (Muratov, Ostrovsky, Fridenberg, 1974). Более поздние измерения (Х. А. Арсланов, А. Б. Островский и др., 1975 г.; Х. А. Арсланов, С. А. Герасимова и др., 1975 г.) дали цифры 118, 124, 138, и 139 тыс. лет, в среднем 130. Завершают средний плейстоцен черноморского побережья галечники переуглублений, прослеживающихся в основании карагантской морской террасы.

Средний плейстоцен горных районов юго-западного Кавказа весьма представительен. В верховьях всех крупных речных долин зафиксированы ледниковые образования этого времени. В долине Риони в местности Джоджохета морена с громадными валунами кристаллических пород отмечена в 350—400 м над руслом реки. Более молодая боковая морена, сохранившаяся в рельефе, отмечена на 100—150 м ниже. Примерно на тех же относительных высотах (150—300 м) два уровня морен прослеживаются в долине Ингури (у сел Ушгули, Латали). Эти же морены установлены в долинах Накры и Ненскры, правых притоков Ингури и в верховьях Кодори (у сел Сакени, Гвандра и др.). Д. В. Церетели (1966) называет оледенение, оставившие верхний ярус боковых морен, лахамским или ингурским.

Абсолютные высоты, до которых опускались в среднем плейстоцене долинские ледники, равны, примерно, 950—1000 м (Церетели, 1966). В этой связи уместно упомянуть так называемую цебельдинскую «морену» на р. Амткели, правом притоке р. Кодори, также относимую к среднему плейстоцену. Абсолютная высота залегания соответствующих образований на левом берегу р. Амткели у с. Чини 380 м. По степени окатанности, сортированности, соотношению валунно-галечных и песчаных фаций, по положению в рельефе это несомненно водные, аллювиальные и озерные, возможно подпрудные накопления. Второй пункт, где зафиксирована «морена» — местность Сацхунари на правом берегу р. Амткели у с. Хеви на абс. отм. 530—550 м. Здесь среди красноватобурых суглинков залегают валуны гранитов, диабазов и порфиритов, имеющие разную степень окатанности — вплоть до угловатых. Образования эти много древнее валунников у с. Чини и также могут иметь водный генезис. П. В. Федоров (1963) доказывает ледниковое происхождение валунной толщи у с. Чини, однако, Д. В. Церетели (1966) не настаивает на отнесении ее к моренным образованиям. Ледниковыми он считает валунные суглинки Сацхунари, относя их к рисской или более древней эпохе. С нашей точки зрения они еще древнее и в этом случае предполагать их ледниковое происхождение вряд ли возможно.

В долинах юго-западного склона Большого Кавказа широко распространены валунные толщи водного генезиса. Это флювиогляциальные и аллювиальные отложения, слагающие речные террасы комплекса средних высот. Они развиты в Онийской котловине при слиянии р. Риони с р. Джеджори на отн. высотах 100—120 и 60—80 м, где сложены крупновалунным материалом. Нижняя терраса этого комплекса (50—60 м) зафиксирована у г. Амбрولاури, у сел Гора, Сакация и др. В долине Ингури террасы средних высот отмечены у с. Пари в низовьях рек Ненскра и Накра, у сел Джвари и Лиа (отн. высота 65 и 80 м). В долине Кодори валунно-галечный аллювий, слагающий террасу высотой 100—120 м, отмечен близ устья р. Амткели. На выходе из гор, кроме террас высотой 80 и 60—65 м, в комплексе террас средних высот выделяется еще одна, имеющая отметку около 50—55 м. Галечники террасы, имеющей отн. высоту 80 м, в разрезах побережья между городами Келасури и Гудаута соответствуют древнеэвксинским морским слоям ранней генерации. Формирование аллювия террасы, имеющей высоту 60—65 м, совпадает с временем поздней древнеэвксинской трансгрессии. Аллювий террасы высотой 50—55 м фиксирует фациальный предкарангатский этап среднего плейстоцена и сравнительно низкое положение базиса эрозии рек.

На северном склоне Большого Кавказа в долине Кубани остатки морен, относящихся к среднему плейстоцену, известны над с. Карт-Джурт на отн. высотах около 350—400 и 200 м. Не сняты с обсуждения и упомянутые А. Л. Рейнгардом (1947) находки экзотического материала к северу от Передового хребта в районе с. Хумара. Речные террасы появляются в северной юрской депрессии — по Кубани между г. Карачаевском и станцией Красногорской. Валунно-галечный аллювий этих террас характеризуется повышенной мощностью. В предгорьях насчитывается три террасы этого комплекса — VII, VIII и IX. IX терраса Кубани — (соленозерская), традиционно относившаяся к раннему плейстоцену (Г. Ф. Мирчинк, 1928 г.; Сафронов, 1956 г.), у г. Черкесска имеет высоту 120 м. Сложена она крупным галечником мощностью 6—7 м, над которым лежат зеленовато-бурые суглинки до 5 м и более. Г. И. Горецкий (1962), основываясь на данных бурения (котловина Больших озер) и результатах спорово-пыльцевого анализа, пришел к выводу о межледниковом, лихвинском возрасте соленозерской террасы. На это указывает, по его мнению, присутствие в спорово-пыльцевых спектрах, полученных из озерной серии, фациально сопрягающейся с галечниками IX террасы, древесной пыльцы, среди которой сравнительно много *Alnus*, *Betula*, *Abies* и, главное, *Carpinus* (до 5—10 %). Однако по данным палинологов допускается и иная интерпретация. Характерно, что пыльца граба встречена в основании озерных суглинков; выше, среди древесных, преобладает пыльца сосны и ели, а затем она вообще исчезает и замещается травной (*Chenopodiaceae*). Таким образом, галечники IX террасы могут оказаться послелихвинскими, относящимися к ледниковью наиболее раннему в среднем плейстоцене. Г. Н. Родзянко (1959) сопоставляет соленозерскую террасу Кубани с морской древнеэвксинской.

Более низкие VIII и VII террасы долины р. Кубани были выявлены при съемочных работах 1956—61 гг. (Кожевников, 1961). Высота их у г. Невинномыска 80—90 и 60 м. Обе террасы имеют два отчетливо обособляющихся уровня. Сложены они галечным аллювием, с непременным покровом суглинистого материала. В районе г. Майкопа среди аллювия одной из этих террас (более древней) известны находки ашельских орудий. В районе г. Краснодара к среднему плейстоцену относится песчаный аллювий с базальным галечником в основании, залегающий под аллювием низких надпойменных террас и поймы Кубани. Г. И. Горецкий (1962) обозначил его как венецкий. В пределах кубанской дельты мощность песчано-глинистых отложений, составляющих средний плейстоцен, также весьма велика (Сафронов, Лебедева, 1968).

Однако разрез до сих пор не изучен с достаточной степенью детальности.

В долинах рек Кумы и Подкумка к комплексу террас средних высот отнесены VIII и VII террасы. VIII развита на Кумско-Подкумском водоразделе у г. Георгиевска, VII, джамгатская — в районе горы Машук. Их относительные высоты, соответственно, равны 100—120 и 60—80 м. Аллювий представлен галечниками мощностью 10—15 м. Верхнюю границу среднего плейстоцена фиксируют травертины, перекрывающие джамгатскую террасу у восточного склона Машука. В них обнаружены остатки млекопитающих — *Cervus ex gr. elaphus*, *Equus* sp., «*Elephas*» sp., Bovidae.

Следы ледниковой деятельности этого времени ярко представлены в долинах бассейна р. Терек — по Малке, Баксану, Чегему, Черекам, по самому Тереку. Одновременно бассейн Терека является районом, где широко развиты вулканические образования, датируемые средним плейстоценом (Милановский, Короновский, 1973). На южном склоне Эльбруса, в верховьях р. Баксан к среднему плейстоцену относятся потоки темно-серых, иногда черно-красных андезито-дацитов и дацитов с полосчатой или такситовой текстурой (мощность 750 м). Залегают они на уровне днищ трогов, отвечающих среднему плейстоцену (150—300 м над Баксаном), иногда перекрывают моренные отложения. Галька этих пород обычна в аллювии Баксана, в том числе в террасах средних высот.

В Казбекском вулканическом районе в это время возник вулкан Кабарджин. В основании вулканической постройки залегают вулканогенная толща (туфы, туфобрекчии), переходящая по простирацию в вулканогенно-обломочную (сионскую) толщу, накопившуюся в озерно-пролювиальных условиях. Сионская толща лежит на уровне 60—70 м над Терекком и на 270 м над его переуглубленным руслом. У с. Коби она перекрыта флювиогляциальными и моренными отложениями, относящимися к концу среднего плейстоцена. На склонах Казбека у с. Арша в 20 м над современным Терекком и в 300—400 м над его переуглубленным руслом на цоколе, сложенном сланцами лейаса, расположена морена мощностью более 10 м. Выше залегают туфобрекчии, туфоконгломераты, андезито-дацитовые лавы, общей мощностью более 100 м, еще выше — валунный аллювий (около 12 м), затем снова морена мощностью до 10 м. Присутствие в долине Терека двух среднеплейстоценовых морен, разделенных мощными лавами и аллювием, позволило Е. Е. Милановскому (1966) писать о терском оледенении, о двух его крупных фазах, ранней и поздней, являющихся, по существу, самостоятельными оледенениями Большого Кавказа, которые по названию близлежащих населенных пунктов можно обозначить как «аршинское» и «кобийское». Остатки днищ трогов, выработанные терскими оледенениями и соответствующие моренные накопления выявлены во всех крупных долинах северного склона Центрального Кавказа, по Баксану, Чегему, Черекам. Несомненна разновозрастность морен, лежащих высоко (300—400 м) и относительно низко (180—200 м) над дном долин, т. е. принадлежность их к раннетерскому и позднетерскому оледенениям.

К северу от Скалистого хребта во время терских оледенений формировались мощные аллювиальные толщи. В долине Малки они слагают сармаковскую и кубинскую террасы. Широко развиты террасы этого комплекса в пределах Аргуданского поднятия и Датых-Назрановской седловины, разделяющих Кабардинскую, Осетинскую и Чеченскую впадины. В Осетинской впадине среди аллювия этих террас выделяются горизонты селевого типа, содержащие глыбы андезитов, реже дарьяльских гранитов, размером менее 3—4 м в поперечнике. В верхней части песчано-галечных аллювиальных толщ обособляются супесчано-суглинистые свиты, прослеживаются пепловые прослойки. В пределах Терского прогиба супесчано-суглинистые свиты составляют более половины

мощности аллювия этих террас. По скважинам у ст. Прохладная, Моздок, Червленная и далее к г. Кизляр удается проследить переход аллювиальных отложений к опесчаненным и опресненным горизонтам морского разреза (нижне- и верхнетеречные горизонты М. М. Жукова, 1936 г.).

Присутствие двух террас, двух аллювиальных толщ подобного типа в долинах рек и на предгорных равнинах, благодаря их связи с хазарским интервалом морских осадков в разрезе Терского прогиба, определенно датируемых средним плейстоценом, позволяет уверенно говорить о двукратности горного оледенения в это время, о возможности в самой общей форме сопоставлять соответствующие аллювиальные толщи с моренами терских оледенений.

Присутствие морен терского («рисского») оледенения в пределах Восточного Кавказа указывалось А. Л. Рейнгардом (1947). В настоящее время ледниковое происхождение большинства древних «морен» этого региона поставлено под сомнение (Будагов, 1964). Вместе с тем анализ строения речных террас, а также морских террас каспийского побережья, указывает на то, что оледенение Восточного Кавказа в среднем плейстоцене имело место, и размеры его, вероятно, были значительными. В долине р. Сулак выделяются четыре террасы, относящиеся к комплексу средних высот — IX, X, XI и XII. Две из них (IX и X) хорошо изучены в Чиркейской котловине, где они занимают обширные территории и имеют по сравнению с другими террасами большую мощность аллювия. Высота их здесь, соответственно, 180 и 210 м. Сходным образом построены и более древние террасы этого комплекса (гребень Бавтугайской возвышенности). По своему положению в рельефе XII терраса соответствует нижнехазарской морской террасе. Последняя имеет абс. высоту 160—170 м. По р. Дарватчай выше совх. «Красный Партизан» в детритусовых известняках этой террасы отмечены: *Didacna naliokini* W a s s., *D. delenda* B o g., *D. aff. eulachia* (B o g.) E e d., *D. ex gr. pallasi* P r a v., *Monodacna caspia* E i c h w., *Dreissena rostriformis* D e s h. (Федоров, 1957). Имеются здесь и более поздние террасы нижнехазарского комплекса. Наиболее отчетливая среди них, имеет абс. высоту около 120—125 м (150 м над Каспием). Комплекс фауны, собранной в конгломератах этой террасы, содержит *Didacna subpyramidata* P r a v., *D. paleotrigonoides* F e d., *D. aff. pallasi* P r a v., *D. naliokini* W a s s., *D. ex gr. crassa* E i c h w. (близкая к *D. eulachia* и *D. naliokini*), *Dreissena polymorpha* P a l l., *Clessiniola* sp. П. В. Федоров (1957, 1978) подчеркивает появление на этом уровне форм из группы *D. trigonoides* P a l l. К поздним нижнехазарским террасам он относит также террасу, имеющую 80 м абс. высоты (100—110 м над уровнем Каспия), развитую южнее г. Дербента. Из конгломератов и ракушечников, мощностью до 15 м, слагающих эту террасу, собраны: *Didacna naliokini* W a s s., *D. paleotrigonoides* F e d., *D. subpyramidata* P r a v., *D. pallasi* P r a v., *D. vulgaris* A n d r u s., *D. ex gr. delenda* B o g., *Dreissena polymorpha* P a l l., *D. rostriformis* D e s h.; *Theodoxus pallasi* L i n d h.

В долине р. Самур морские террасы замещаются речными. Наиболее высокая из них, зейхурская, имеющая отн. выс. 80—90 м, является раннехазарской. К тому же комплексу относится койсунская терраса (отн. высоты 50—70 м). Койсунскую террасу можно подразделить на две террасы с отн. высотами, соответственно, 60—70 и 50—60 м. Сложены они песчано-галечными и супесчано-суглинистыми свитами значительной мощности. Взаимоотношения речных террас Самура с морскими не изучены. К югу от Самура Б. Г. Векилов (1969) устанавливает четыре морских нижнехазарских террасы с абсолютными высотами, соответственно, 180—190, 150—160, 125—130 и 85—90 м. Сложены они песчаниками с прослоями конгломератов. Комплекс фауны дается для всех террас без подразделения — *Didacna naliokini* W a s s., *D. paleotrigonoides* F e d., *D. subpyramidata* P r a v., *D. vulgaris* A n d r u s., *D. de-*

lenda Bog. *D. kovalevski* Bog., *D. pallasii* Prav., *D. lindleyi* (Dash.) Fed., *D. nospes* (Bog.) Vekil., *D. trigonula* (Dash.) Vekil., *Monodacna caspia* (Eichw.), *Adacna plicata* (Eichw.), *Dreissena polymorpha* (Pall.), *D. rostriformis* (Desh.), *D. pontocaspia* Andrus., *Theodoxus* (*Theodoxus*) *pallasii* Lindh., *Micromelania caspia* (Eichw.), *Clessiniola variabilis* (Eichw.). В речных долинах Атачая, Тугчая, Сумгаита выделяется столько же террас, сколько отмечено в береговой зоне. В ряде случаев фаціальное замещение прибрежно-морских отложений аллювиальными прослежено непосредственно.

Сходная система морских и речных хазарских террас известна для Апшеронского полуострова и Кобыстана. П. В. Федоров (1957) пишет о галечных террасах Патамдарского, Гездекского, Зыхского плато, расположенных на абс. отм. 180—200 м, 140—160, 120—125 и 80—90 м. В синклиналиях восточной части Апшеронского полуострова нижнехазарские отложения составляют гюргянскую песчано-глинистую толщу с *Didacna naliokini* Wass., *D. delenda* Bog., *D. kovalevskii* Bog., *D. trigonula* Dash., *D. cristata* Dash., *D. paleotrigonoides* Fed. около 30 м мощностью. Такое же число гюргянских нижнехазарских террас на Апшеронском полуострове и в Кобыстане выделяет Н. Ш. Ширинов (1965 г.), хотя и с несколько иными высотами. На западе Кобыстана, в Ленгибизском хребте нижнехазарские осадки с *Didacna pallasii* Prav., *D. naliokini* Wass., *D. subpyramidata* Prav., *D. incrassata* Bog., *D. delenda* Bog. (гюргянский, нижнехазарский комплекс) лежат в едином разрезе с бакинскими и урунджикскими и, в то же время, перекрыты террасовыми песками (абс. отм. 100 м), также с нижнехазарской фауной (*Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. delenda* Bog., *D. cf. pharamica* Fed., *D. cf. subpyramidata* Prav., *R. cristata* Dash., *Monodacna* sp., *Dreissena polymorpha* Pall. (Ширинов, 1973).

В пределах Аджиноура характер залегания хазарских отложений — морских, прибрежно-морских и аллювиальных существенно иной. Здесь они составляют верхнюю часть предгорной молассы и подразделяются на две свиты — верхнеушталскую и ивановскую, обособленные в свое время С. А. Ковалевским (1936). С. А. Ковалевский верхнеушталскую свиту считал бакинской. Ивановскую свиту А. В. Мамедов (1973) рассматривает как фацию верхнеушталской, что в какой-то мере соответствует действительности. Анализ фактического материала показывает, что в составе верхнеушталской свиты можно выделить две ее части. Нижнюю, преимущественно суглинистую, с подчиненными галечными прослоями, и верхнюю — суглинисто-галечную. Последняя и является фаціальным аналогом ивановской свиты. Весь этот комплекс лежит над бакинскими осадками и относится к среднему плейстоцену. Присутствие в ивановской свите валунов шагдагских известняков и андезитов лагичвандамского типа, достигающих 1 м в диаметре, позволяет предположить приледниковый характер питания формировавшихся ее рек.

В долинах Алазани, Арагви, Ксани, Лиахви верхнеушталской и ивановской свитам соответствует комплекс террас. Все они сложены валунно-галечным или валунным материалом, что Д. В. Церетели (1966) прямо связывает с флювиогляциальным режимом этих рек в среднем плейстоцене. В Куринском заливе древнего Каспия в скважинах Сарыджалар, Дайкенд среди глин и алевроитов, содержащих хазарскую морскую фауну, выделяются четыре опесчаненных горизонта, резко обедненных в фаунистическом отношении. Их появление в разрезе следует связывать с активизацией стока рек, имевших ледниковое питание.

На Малом Кавказе генетическое разнообразие отложений, относящихся к среднему плейстоцену, несколько меньшее. Нет, например, достоверных данных о присутствии морен более древних, чем позднеплейстоценовые, хотя в работах А. Т. Асланяна, Б. А. Антонова, Н. В. Думитрашко, В. Е. Хаина, Л. Н. Леонтьева, С. П. Бальяна,

Ю. В. Саядяна можно найти указания на вероятность оледенения Арагаца, Ахалкалакского, Сюникского, Варденинского и Гегамского нагорий в это время.

В пределах Ахалкалакского нагорья и Центрально-Армянской вулканической области широко развиты вулканогенные отложения, относимые к среднему плейстоцену. Относящиеся к среднему плейстоцену андезито-базальты значительной мощности зафиксированы в осевой части Гегамского, на севере Сюникского, в меньшей степени в Вардениском нагорьях. Широко известны лавовые потоки в долинах Раздана, Арпы, Воротана, Тертера и Акеры, перекрывающие галечники террас средних высот. Таковы, например, пироксеновые андезиты и оливин-пироксеновые андезито-базальты кодухванского и гюлюдюзского потоков, лежащие на террасах, имеющих высоты, соответственно, 100—120 и 60—70 м над руслом притоков р. Арпы в верхнем ее течении (К. Н. Паффенгольц, 1931 г., 1964 г.).

В межгорных впадинах продукты вулканических извержений в виде туфов участвуют в формировании озерно-аллювиальных свит. В Ленинанканской (Ширакской) впадине, поверх озерных глин, относимых к нижнему плейстоцену, лежат горизонтально- и косослоистые пески, содержащие фауну ленинанканского комплекса — *Mammuthus chosaricus* Dubrovo, *Dicerorhinus kirchbergensis* Jaeg., *Camelus knoblochi* Pol., *Bos primigenius* Woj., *Cervus* sp., и др. Упоминалась также *Equus stenorhis* (Л. А. Авакян, 1959 г.), которая по определению Л. А. Алексеевой является значительно более поздней формой (Саядян, 1970). Мощность этой аллювиальной толщи 25—30 м. Над ней залегают вулканические туфы (10—12 м) и снова пески и галечники (6—7 м). По своему составу ленинанканский фаунистический комплекс близок к сингильскому, начинающему собой средний плейстоцен.

В Памбакских впадинах мощность рыхлых накоплений, аллювиальных, иногда озерных, достигает 150 м. Среди них не менее трех горизонтов игнибритовых туфов мощностью от 1 до 5—7 м. К этой толще относятся остатки фауны, объединяемой в памбакский фаунистический комплекс. Здесь найдены *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison* sp., *Bos primigenius* Woj., *Equus caballus* L. Все это — формы, соответствующие среднему — верхнему плейстоцену. В пределах Араратской котловины к среднему плейстоцену относятся валунно-галечные и галечно-песчаные отложения, вложенные в озерную толщу, относящуюся к нижнему плейстоцену. Мощность аллювия меняется от 40 до 60—70 м. В восточной части котловины, особенно в пределах Садаракской мульды, галечники и пески замещаются глинами озерного типа. В разрезах выделяются две аллювиальные свиты, относительно разновозрастные (Кожевников, Кожевникова, Саядян, 1973). С нижней из них связан погребенный аллювий, вскрытый у с. Енгиджа, где в диагонально-слоистых песках найдены остатки *Mammuthus chosaricus* Dubrovo и *Bos trochoceros* Муг., а также в песках карьера с. Геташен кости *Cervus elaphus* и зубы *Bos trochoceros* (Асланян, 1958).

В речных долинах Мал. Кавказа широко развиты террасы комплекса средних высот, — две, реже три, в районах интенсивно поднимающихся — четыре. Так в горной части долин рек Куры, Алгети, Дебеда прослеживаются две таррасы с отн. выс. около 120 и 150 м. Одна из них (100—120 м) в районе г. Тбилиси известна под названием кукийской. В районе г. Рустави к среднему плейстоцену отнесены четыре террасы с отн. выс. 150, 142, 130 и 117 м (Ширинов, 1973). Террасы сложены валунно-галечными отложениями сравнительно большой мощности (10 и более м). В долинах рек Агстев и Тергер — три террасы. Их отн. выс. 120, 90—100 и 60—70 м. Террасы перекрыты мощным пролювием. В присклоновых шлейфах наблюдаются погребенные почвы, на высокой террасе — с признаками красноцветности.

Комплекс террас средних высот довольно полно представлен в долинах Арпы, Нахичеванчая, Воротана и Акеры (К. Н. Паффенгольц, 1964 г.; Б. А. Антонов, 1959 г.; Абасов, 1970). Особенно представителен он на выходе Акеры к долине Аракса, к поперечному Араксинскому прогибу. Здесь выделяются террасы высотой 100—120, 80—90 и 60—70 м над урезами рек. Мощность аллювия 10—15 м и более (в низовьях Акеры до 50—70 м). Эти данные указывают на значительную водообильность Акеры и Воротана в среднем плейстоцене. Об увеличении стока с Малого Кавказа в это время свидетельствует присутствие малокавказской гальки почти во всех опесчаненных горизонтах хазарских отложений разреза Нижнекуринской впадины.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН И ГОЛОЦЕН

Граница между средним и верхним плейстоценом в пределах черноморского побережья Кавказа традиционно проводится под карангатскими отложениями, в пределах каспийского — под верхнехазарскими. В ледниковой области верхний плейстоцен заполняет отчетливо выраженные троговые формы рельефа.

Собственно карангатская терраса черноморского побережья имеет высоту над уровнем моря от 18 до 30 м в зависимости от неотектонического положения того или иного участка. Несколько ниже на высотах 8—16 м прослеживается позднекарангатская (сурожская) терраса Черного моря. Обе террасы важно рассмотреть совместно, так как стратиграфическая обособленность соответствующих отложений нередко ставится под сомнение (Федоров, 1978). Террасы во многих местах прислоняются друг к другу и к более древней ашейской террасе. Таковы участки побережья между пос. Джубга и р. Шапсухо, в устьевых частях долин Небуга, Агоя, между реками Дедерка и Шахе (у ст. Чимитоквадже), у пос. Лазаревское, у г. Сочи (Якорная Щель, Головинка, Мамайка), наконец, в районе Адлер — Леселидзе, близ выхода к морю рек Мзымта и Псоу. Из галечников и ракушечников собственно карангатской террасы П. В. Федоров (1963) указывает на *Tapes calverti* Newt., *Cardium tuberculatum* L., *Chione gallina* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam., из рыхлых конгломератов позднекарангатской — *Cardium tuberculatum* L., *Tapes calverti* Newt., *Tapes rugatus* B. D. D., *Chione gallina* L., *Macra subtruncata* Da Costa., *Donax julianae* Kryn., *Pecten pontica* Mil., *Cerithium vulgatum* Brug., *Mytilus galloprovincialis* Lam. и др. А. Б. Островский (1968 г.) приводит разрезы обеих террас вблизи дома отдыха Чимитоквадже, Красный штурм и др., — валуно-галечный материал, крупнозернистый песок, суглинки, среди фауны — *Cardium tuberculatum* L., *Paphia senescens* (Cos.) и другие карангатские формы. Для карангатских террас района Сочи (24—26, 12—15 м) А. Г. Эберзин, П. И. Ивченко (1947 г.) опубликовали следующий список форм: *Cardium tuberculatum* L., *Chione gallina* L., *Macra subtruncata* Da Costa, *Donax julianae* Kryn., *Ostrea taurica* Kryn., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Nassa reticulata* L., *Patella* sp., *Tapes calverti* Newt., *Loripes lacteus* L.

Весьма эффектна собственно карангатская терраса у г. Адлера. В разрезе можно видеть горизонтальнослоистые галечные пески с фауной *Chione gallina* L., *Donax julianae* Kryn., *Cardium edule* L., *Macra subtruncata* Da Costa, *Tapes rugatus* B. D. D. Высота террасы над морем составляет 26—27 м. Позднекарангатская терраса в этом районе сохранилась фрагментарно. К югу от г. Адлера и низовий р. Псоу карангатские террасы известны у городов Гудаута, Сухуми (поздняя), в районе г. Келасури.

Наиболее молодой трансгрессивной серией в пределах кавказского побережья является черноморская, имеющая при ближайшем рассмотрении довольно сложное строение. В приустьевых частях современных речных долин фиксируется до пяти разновозрастных врезов (Остров-

ский, 1967). Наиболее древний (до 100—110 м) соответствует новоэвксинскому регрессивному бассейну, для осадков которого А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов (1938 г.), Л. А. Невеская (1959) указывают на *Didacna moribunda* Andr us., *Monodacna pontica* Eich w., *M. colorata* Eich w., *Adacna relicta* Mil., *A. euxinica* Newe s s k., *Dreissena polymorpha* P a l l. *D. rostriformis* D e s h., *D. caspia* Eich w., *Lithoglyphus* sp., *Micromelania lineata* Mil., *Caspia gineleni* D y b., *Teodoxus*, *Clessiniola*, *Viviparus*, *Pisidium*. В разрезе над базальными галечниками располагаются древнечерноморские песчано-глинистые лиманного типа осадки. Приводится список фауны, близкой к новоэвксинской — *Dreissena polimorpha* P a l l., *D. rostriformis* D e s h., *Theodoxus pallasii* L i n d h., *Monodacna caspia* Eich w., *Micromelania*, *Clessiniola*. в самой верхней части разреза — *Chione gallina* L., *Cardium edule* L. и другие эвригалинные формы. Тесная связь древнечерноморских (джанхотских) отложений с новоэвксинскими позволяет относить их к верхнему плейстоцену, к финальному его этапу. Следующему регрессивно-трансгрессивному циклу, относящемуся к голоцену, соответствуют новочерноморские отложения начинающиеся в приустьевых частях долин сравнительно мощными галечниками. Новочерноморские отложения слагают I террасу Черного моря, высота которой иногда достигает 4—5 м. Не исключено, что наиболее древние сегменты I террасы соответствуют древнечерноморской трансгрессивной фазе. Самая низкая терраса Черного моря — нимфейская; ее высота не превышает 2—2,5 м, и она с трудом отделима от современного пляжа.

Расчленение черноморских осадков основывается на представлениях П. В. Федорова (1963); к ним применима и схема, предложенная Л. А. Невеской (1959), в которой выделяются бугазские слои с первыми *Cardium edule* L., в значительной мере отвечающие джанхотским. Выше следуют витязевские слои, где *Cardium edule* L., уже в массовом количестве, так же как *Abra ovata*, *Corbula gibba* и ряд других форм, далее идут каламитские и джеметинские слои со стеногалинной фауной, последние — с *Modiola phaseolina*, *Pitar rudis*. Имеются данные, свидетельствующие о возможности еще более дробного подразделения черноморского горизонта.

В пределах Рионской впадины карангатские отложения представлены песчанистыми глинами мощностью менее 87 м, залегают на глубине 70—157 м содержат *Chione gallina* L., *Maetra subtruncata* Da Costa, *Corbulamya meotica* Mil., *Cardium edule* L. и другую характерную фауну. В скв. 2 района Патара — Поти А. Г. Лалиев (1957 г.) фиксирует карангатские отложения на глубинах 43—121 м. Д. В. Церетели и Н. С. Мамацашвили (1975) для того же района предполагают верхний плейстоцен в интервале 16—88 м. Из анализа спорово-пыльцевой диаграммы по разрезу скв. 3 следует, что резкое увеличение пыльцы широколиственных (*Fagus*, *Castanea*, *Corylus*) намечается лишь с глубины 53—54 м. Иловатые пески в интервале 36—54 м, вероятно, следует рассматривать как карангатские. Вышележащие слои (пески, алевриты) в интервале 23—36 м характеризуются уменьшением количества пыльцы бука, граба, орешника, появлением пыльцы березы. Новая фаза потепления климата в горах Кавказа улавливается в интервале 16—23 м. Резко увеличивается количество пыльцы *Fagus* и *Sagrinus*, падает процентное содержание пыльцы хвойных. Наконец, на глубинах 9,5—16 м намечается заключительная фаза верхнего плейстоцена, соответствующая новоэвксинскому горизонту. Она отмечена резким увеличением количества пыльцы хвойных и сокращением содержания пыльцы граба и бука.

Речные террасы крупных речных долин (Ингури, Кодори и др.), относящиеся к верхнему плейстоцену, в большинстве случаев тяготеют к базисам более низким, чем трансгрессивные карангатские. Так, например, в долине рек Мзымты, Гумисты и Кодори V терраса опускается к морю до высот 15—18 м, что ниже уровня собственно карангат-

ской морской террасы. В низовьях Гумисты к этой террасе прислоняется морская позднекарангатская терраса высотой 10—12 м. В долине Кодори по крайней мере один из трех уровней IV террасы (средний) погружается почти до плоскости поймы. Отсюда можно сделать вывод, что VI и V террасы, а также их уровни соответствуют береговым линиям предпозднекарангатской регрессии, а IV и III террасы — новоэвксинским. Сопоставление регрессивных горизонтов черноморского разреза с кульминационными фазами оледенений позволяет уточнить стратиграфическое положение трансгрессивных серий: собственно карангатская соответствует микулинскому межледниковью общей стратиграфической шкалы, позднекарангатская — молодого-шекснинскому. Данные абсолютного возраста, полученные радиоуглеродным и ураниониевым методами, соответствуют такому решению. Для собственно карангатского горизонта получены цифры 76, 82, 85, 88, 96 тыс., для позднекарангатского (сурожского) 38—47 тыс. лет (Х. А. Арсланов, А. Б. Островский и др., 1975 г.; Попов, Зубаков, 1975).

Террасы крупных рек, имеющих ледниковое питание, формировались в ледниковые моменты времени и прослеживаются в область горного оледенения. В долинах Риони, Ингури, Кодори фиксируется до пяти уровней боковых и конечных морен, относящихся к позднему плейстоцену. Особенно полно они представлены в долине р. Ингури. Д. В. Церетели (1966) выделяет здесь единое ненскринское оледенение и его стадии (бечойскую, латальскую, местийскую, жабашскую, ушгульскую и др.), но разобщенность и перепад высот между ненскринскими и бечойскими моренами настолько велики, что выделение бечойской и последующих стадий в качестве самостоятельного верхнеплейстоценового оледенения вполне оправдано. Межледниковые слои здесь не сохранились. Однако между стадийными моренами (долина р. Непскры, окрестности г. Местиа) встречаются озерные пески и глины, содержащие отпечатки листьев. Последовательность расположения морен, датируемых верхним плейстоценом, в долине р. Кодори в достаточно полной степени совпадает с ингурской.

В долинах бассейна Кубани оледенение в верхнем плейстоцене развивалось по схеме весьма близкой к таковой для Ингури и Кодори. Все его стадии, включая самые ранние, располагаются в пределах отчетливых троговых форм рельефа. Остатки наиболее древних верхнеплейстоценовых морен обнаруживаются, чаще всего, в концевых частях трогов. К этому (амгатскому, картджуртскому) ледниковому комплексу относятся высокие флювиогляциальные дельты — конусы у с. Карт—Джурт на Кубани и близ устья р. Муху на Теберде. Они либо перекрыты мореной, либо содержат моренные горизонты в своем разрезе (Горецкий, 1962). Характерно, что сходные по строению флювиогляциальные конусы отмечены Б. Л. Соловьевым (1967) в долинах бассейна р. Кодори.

Более молодые ледниковые образования, развитые в пределах уллукамского, учкуланского и тебердинского трогов, вложены во флювиогляциальные дельты первого в верхнем плейстоцене оледенения. Самые древние из морен этого (уллухурзукского, джемагатского) комплекса отмечены близ устья р. Джемагат (Теберда) ниже устья р. Уллу-Хурзук (Кубань). Морены, чаще всего, наложены на флювиогляциальные и аллювиальные отложения, последние соответствуют иным стадиям оледенения, нежели сформировавшиеся конечноморенные гряды. Отсюда — возможность говорить не о четырех (джемагатская, каракельская, гоначхирская, аманузская), но о десяти — одиннадцати стадиях последнего Джемагатского оледенения долины Теберды (Кожевников, 1962), не считая конечных морен сугубо голоценовых (алибекская, птышская, чоткинская и др.).

В бассейне Кубани, так же как в других районах Бол. Кавказа, нет хороших стратотипов межледниковых отложений, относящихся к началу верхнего плейстоцена или разделяющих верхнеплейстоценовые оле-

денения. Однако в верховьях Кубани при бурении вскрыто выполнение эрозионно-тектонической котловины. Разрез описан и опубликован Г. И. Горецким (1962). В основании лежит морена наиболее древнего в верхнем плейстоцене оледенения (30 м), выше — озерные пески, сложенные галечным аллювием (24,9 м). Спорово-пыльцевые спектры отражают горно-луговую, лесную растительность. Среди травянистых преобладает разнотравье (52—78 %), среди древесных — пыльца сосны (до 42 %), березы (до 42 %), широколиственных (до 13 %). Растительность подобного типа в полной мере соответствует современной для этой климатической зоны. Над озерными осадками лежит мощный ледниковый комплекс (70 м) и снова озерные осадки — пески, диатомиты (общей мощностью до 33 м) с прослоем галечного аллювия в средней части (4 м). В озерных осадках этого интервала разреза обнаружены спорово-пыльцевые спектры горно-альпийских лугов с преобладанием разнотравья (до 90 %). Среди древесных преобладает пыльца сосны (до 80 %). Растительность, отвечающая этим спектрам, по сравнению с таковыми для нижележащих озерных осадков, отражает климат существенно более прохладный интерстадиального типа. Над этими озерными слоями лежит морена около 45 м мощностью с прослоями флювиогляциальных песчано-галечных отложений, связанная, по Г. И. Горецкому (1962), с учкуланскими конечными моренами, и еще выше — новый горизонт озерных песков и диатомитов (20—25 м). В спорово-пыльцевых спектрах этого горизонта вместе с пыльцой лугового разнотравья и сосны появляется пихта (до 46 %), а затем выше по разрезу отмечаются широколиственные с грабом, буком и дубом (до 41 %). Выше спектры становятся лесными, но количество широколиственных сокращается. Потепление напоминает межледниковое. Над озерными осадками лежит стадияльная морена сравнительно небольшой мощности.

По положению в разрезе межледниковью, относящемуся к середине верхнего плейстоцена, может соответствовать лишь нижний интервал озерных осадков, зафиксированный в долине р. Уллукам. Он отражает климатические условия близкие к современным. Нас не должен смущать тот факт, что один из поздних интерстадиалов последнего горного оледенения Бол. Кавказа оказывается теплее последнего межледниковья. Это естественно для столь южных широт в то время, когда оледенение шло на убыль.

Стадии и фазы последних оледенений, выделенные в трогах, сопоставлены с так называемыми «низкими» террасами Кубани на участке Черкесск—Карачаевск. Число последних достигает девяти, не считая дополнительных локальных уровней. Относительные высоты террас располагаются в интервале от 3 до 36 м, аллювий преимущественно галечный, мощность не более 3—5 м. У г. Черкесска это: I, II, III террасы (3, 7, 12 м), IV — пяти уровней с высотой 16—24 м и V — высотой до 30 м. Некоторые неясности возникают в связи с датировкой VI террасы, традиционно «рисской» (Г. Ф. Мирчинк, 1928 г.; Сафронов, 1956; Горецкий, 1962; Кожевников, 1961).

Однако целый ряд соображений позволяет усомниться в «рисском» возрасте VI террасы Кубани в районе Черкесска, что, собственно, уже сделано А. Л. Рейнгардом (1947), и отнести ее к верхнему плейстоцену — ко времени максимального распространения льдов в пределах трогов бассейна Кубани. К этому же ледниковому комплексу относится V (псыжская) терраса Кубани у г. Черкесска. Из погребенных черноземовидных почв в делювиальном шлейфе, перекрывающем VI террасу, наиболее полно развита III снизу. Она, вероятно, отвечает второму в верхнем плейстоцене (молого-шекснинскому, уллукамскому, сурожскому) межледниковью. Остальные следует рассматривать как интерстадиальные.

Микулинские межледниковые слои озерного генезиса с черноземной погребенной почвой в их основании в районе г. Черкесска выделены

Г. И. Горецким (1962) по данным бурения в котловине Больших Соляных озер. Спорово-пыльцевые спектры, полученные из суглинков с глубин 4—9 м свидетельствуют о существовании еловых растительных ассоциаций с грабом и буком непосредственно на склонах Пастбищного хребта, выходящего к предгорьям. Оптимум межледниковья, вероятно, приходился на время формирования погребенного чернозема.

Преследование низких террас по долине Кубани к городам Армавиру, Усть-Лабинску и Краснодару показывает, что главной из них, соответствующей IV террасе района г. Черкесска (и ее уровням), является гиреевская (Г. Ф. Мирчинк, 1928 г.; Сафронов, 1956; Кожевников, 1962; Горецкий, 1962; Лебедева, 1963). Остатки фауны верхнеплейстоценового комплекса сочетаются в ее аллювии с отдельными находками более ранних хазарских и даже тираспольских форм, вымытых из галечников и слагающих ее цоколь. К верхнему плейстоцену относится более высокая гулькевичская терраса, а также ряд промежуточных и более низких террасовых уровней. I надпойменная терраса и пойма р. Кубани относятся к голоцену.

В пределах Центрального Предкавказья по р. Куме и Подкумку сколько-нибудь отчетливых следов верхнеплейстоценовых оледенений не обнаружено. Меньшим оказывается и число террас, относящихся в этих долинах к верхнему плейстоцену и голоцену (5—6). В аллювии IV террасы Подкумка у г. Эссентуки найден зуб мамонта (Стоянов, 1908 г.). Весьма характерным генетическим типом четвертичных осадочных образований этого района являются травертины Горячей горы, расположенной у подножья Машука. Они относятся к позднему плейстоцену — голоцену и также содержат остатки мамонта позднего типа.

Бассейн Терека — регион, характеризующийся широким распространением вулканогенных, а также ледниковых образований, отвечающих верхнему плейстоцену. На северном склоне Эльбруса широко распространены продукты эксплозивных извержений, а также андезито-дацитовые покровы и потоки, проникшие в речные долины вниз по р. Малке примерно на 15 км. Самые поздние из них залегают на моренах исторической стадии и перекрыты моренами XVIII—XIX веков.

Для Казбекского района в начале верхнего плейстоцена типична эксплозивная вулканическая деятельность. Более поздние лавовые потоки имеют андезитовый состав; их много.

Известны также вулканические конусы, относящиеся к голоцену (Сырх-Казбекский, Кичут-Цвери, Тхаршети). Очень характерны верхнеплейстоценовые, относительно разновозрастные мелкие эксплозивные центры, приуроченные к долине Терека, к зоне поперечного Казбек-Цхинвальского разлома. Они сложены рыхлыми туфобрекчиями, туфами, в ряде случаев — брекчиями, состоящими преимущественно из обломков аспидных сланцев нижней юры.

К верхнему плейстоцену — голоцену относятся вулканические центры Непискальской группы, вулканы района Крестового перевала, из которых потоки андезито-дацитов и андезитобазальтов изливались на юг в долину Арагви и на север в Кассарское ущелье Терека, андезитобазальты вулканов группы Нарван-Хох, Эрман-Ахубатского района и джавские андезиты верховьев Бол. Лиахви.

Ледниковые отложения тесно связаны с вулканогенными. Результаты наблюдений, как это подчеркнул Е. Е. Милановский (1966), привели различных исследователей к близким выводам о существовании двух крупных фаз или стадий верхнеплейстоценового оледенения или даже двух самостоятельных оледенений, относящихся к верхнему плейстоцену. У Л. А. Варданянца (1929, 1948) — это вюрм и бюль, у В. Н. Олюнина (1953) — фазы кашкатаусская и зилгийская, у С. Л. Кушева (1952 г., 1964) — шалухталинская и хуламская. Е. Е. Милановский (1966) обозначил эти стадии как раннебезенгийскую и позднебезенгийскую. Конечные морены раннебезенгийской стадии в большинстве случаев вплотную приближены к ущельям Скалистого хребта или даже

располагаются к северу от него (Черек у с. Советское, бывш. Кашка-тау).

В связи с оледенением в верхнем плейстоцене (максимальное продвижение, последующие фазы) под влиянием морозного выветривания в зоне Скалистого хребта формировались крупные завалы, состоящие из оползневых, обвальных и солифлюкционных накоплений, а за ними подпрудные озера, где накапливались алевриты ленточного типа. Мощность озерных осадков в долине Чегема достигает 150 м.

Озерные осадки разных долин не всегда являются разновозрастными. В долине Чегема они формировались в суровых климатических условиях (ленточная слоистость, отсутствие пылицы и спор, конкреции типа иматровых камней, мерзлотные смятия). Озерная толща залегаёт здесь на морене, проникающей в ущелье Скалистого хребта, и перекрыта флювиогляциальными отложениями следующей (актопракской) фазы оледенения. Интерстадиальный характер залегания толщи позволил применительно к долине Чегема говорить о едином безенгийском оледенении Кавказа, о его двух крупных фазах, разделенных весьма прохладным временным интервалом (Милановский, 1966). Однако на основании данных о достаточно теплом климате времени формирования межледниковых и межстадиальных слоев в долинах западнее Эльбруса (Горецкий, 1962; Кожевников, 1962) возможно несколько иное решение проблемы. Вряд ли климат в долинах Центрального Кавказа, если иметь в виду те же абсолютные высоты, был существенно холоднее, чем в верховьях Кубани. Вероятно соответствие актопракских ледниковых и межстадиальных озерных отложений долины Чегема единому раннебезенгийскому ледниковому комплексу. Межледниковье наступило сразу вслед за актопракской стадией раннебезенгийского оледенения, когда р. Чегем прорезала толщу флювиогляциальных, озерных и речных накоплений общей мощностью до 150 м.

Присутствие межледниковых слоев в пределах Центрального Кавказа можно предполагать для долины Терека, выше Дарьяльского ущелья (Зенков, 1959, Милановский, Короновский, 1964), где под руслом реки при бурении была вскрыта мощная гравийно-галечно-валунная толща (до 200 м и более), над которой лежат озерные слои — глины (10 м), пески с гравием и галькой (до 25 м), снова глины (серые, черные, с ленточной слоистостью — до 85 м) и галечник (60—70 м). По спорово-пыльцевым спектрам, полученным из озерных глин, устанавливается умеренно-прохладный климат, близкий к современному. Максимальная стадия последнего оледенения отчетливо фиксируется конечноморенными грядами и боковыми моренами, расположенными над руслами рек (Баксан, Чегем, Черек, Урух). Кроме максимальной (зилгийской, хуламской) насчитывается 5—6 более поздних, включая стадию XVII—XIX веков.

В предгорной части Кабардинской впадины для большинства речных долин (Малка, Баксан, Чегем, Черек, Урух) обычны три—четыре террасы, сложенные валунно-галечным аллювием малой мощности (отн. высота до 30—35 м).

Последовательность террас раннебезенгийского комплекса можно наблюдать по р. Тереку в Озмийской котловине между селами Нижн. Ларс и Чми. Здесь друг к другу последовательно прислонены три террасы с отн. высотами 50—60, 100—120 и 140—170 м. В верхней части разреза наиболее древней из них (170 м) прослежен крупноглыбовый горизонт, образовавшийся в результате перемыва морены, до того, вероятно, широко в котловине распространенной. Все террасы сложены валунно-галечными отложениями значительной мощности. Они моложе морены позднегерского (кобийского) оледенения, проникавшего ранее в Озмийскую котловину вплоть до Скалистого хребта. Этот факт, а также связь высокой террасы с мореной раннебезенгийского оледенения, надежно определяют возраст комплекса как раннеплейстоценовый.

В. П. Ренгартен (1932, 1947), а вслед за ним и другие (Громов, 1940; Кожевников, 1964) относили эти террасы к среднему плейстоцену.

Ниже по долине Терека у г. Орджоникидзе выделяются пять террас, высота которых не превышает 30 м над рекой. Они имеют цоколь, малую мощность валунно-галечного аллювия и отвечают более позднему возрасту. В центральной части Осетинской впадины они погружены под уровень терской поймы. Валунно-галечные отложения, накопившиеся здесь в течение плейстоцена (?), достигают 500 м и более.

В пределах широтного отрезка р. Терека наиболее древняя терраса из числа тех, что относится к позднему плейстоцену — V. Это обширные песчаные пространства Терско-Кумского междуречья восточнее г. Моздока. Мощность песков — до 30 м. Более низкие террасы сложены аллювием меньшей мощности (до 10—12 м), дробятся на уровни и относятся к верхам позднего плейстоцена и голоцену. В базальных горизонтах аллювия III и IV террас у г. Моздока найдены остатки *Bizon priscus* и *Megaloceros* sp. (Громов, 1940; Федоров, 1957). С IV террасой в районе ст-цы Червленной сопоставляется уровень нижнехвалынского Каспия, с III — верхнехвалынская прибрежно-лиманная равнина. Аллювий I террасы предположительно соответствует новокаспийским отложениям.

На востоке с бассейном Терека граничит система р. Сулак и его притоков. Расположена она в пределах обширной территории, испытывающей по сравнению с соседними энергичное новейшее воздымание. Верховья речных долин пересекают Боковой хребет и выходят к гребневой части Главного Кавказского хребта. Они несут следы ледниковой обработки, в них развиты боковые и конечные морены, относящиеся к стадиям отступления позднебезенгийского оледенения. На южной окраине развития известняков Дагестана широко распространены так называемые каменные глетчеры, состоящие из щебня и глыб со значительным участием мелкоземистой составляющей. Формирование подобных глетчеров возможно лишь в перигляциальной обстановке, и они также определенно фиксируют ледниковые моменты времени, как и морены.

В долинах бассейна р. Сулак к позднему плейстоцену и голоцену относятся шесть надпойменных террас (Кожевников, Никитин, 1977). Основанием для подобной датировки служит их положение в рельефе, строение аллювия, корреляция с каспийскими морскими террасами и свитами в пределах Терско-Дагестанского прогиба. Самая высокая VI терраса этого комплекса по своему положению в рельефе существенно отделена от нижележащих. Ее высота 120 м. Она располагается на уровне расчлененных эрозией раннебезенгийских каменных глетчеров. V, IV, III и II террасы, отделенные от более высоких значительным перепадом в рельефе, следует относить к группе позднебезенгийских.

Прослеживание террас р. Сулака в зону предгорий позволило увязать IV террасу выявленной последовательности с максимальным уровнем нижнехвалынской трансгрессии, III террасу сопоставить с верхнехвалынской (Кожевников, Никитин, 1977). Аналогичным образом VI терраса выходит в предгорья к тому интервалу, в пределах которого располагается верхнехазарская (абс. высота 80—85 м) терраса Каспия (Векилов, 1969, Г. И. Рычагов, 1970, 1977 г.). Абсолютные датировки торий-урановым методом раковин верхнехазарских моллюсков, собранных из разрезов у с. Шахмал-Термен (р. Шура-Озень) в основании этой террасы, дали 88 ± 2000 тыс. лет (В. А. Зубаков, В. П. Бадинова, О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов, 1974 г.). Исследователи Нижнего Поволжья (Федоров, 1972; Васильев, 1973) относят верхнехазарские слои к микулинскому межледниковью. Если это так, то аллювий VI террасы р. Сулак отвечает началу позднего плейстоцена — микулинскому и калининскому его этапам.

Аллювий V, IV и III террас — это следующий, верхнебезенгийский цикл развития Сулакской долины. Обе хвалынские трансгрессии, в та-

ком случае, следует относить ко второй половине позднего плейстоцена, с чем вполне согласуются многочисленные радиоуглеродные даты (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974). Имеющиеся термолюминесцентные датировки (В. А. Зубаков и др., 1974 г.; Свиточ, 1976) воспринимаются как завышенные примерно вдвое.

Бассейн р. Самура, а также соседние с ним речные долины (Гельгерычай, Кудиалчай и др.), выходящие в пределы Кусарского предгорного прогиба, изучены не в такой степени, как долины р. Сулака и его притоков. В результате рекогносцировочных наблюдений, проведенных в долине Самура, установлено, что последовательность террас в ней близка к выявленной П. В. Федоровым (1957): IV (куйсунская), III (гильярская) и более низкие террасы, имеющие, соответственно, высоты 40—50, 20—25, 8—10 и 3—5 м, относятся здесь к позднему плейстоцену. Значительное число низких террас выделяется также к югу от зоны Кусарского прогиба по рекам Атачаю, Тугчаю, Сумгаитю.

Число морских террас каспийского побережья, абразионных и аккумулятивных, в позднем плейстоцене — голоцене не менее 16. П. В. Федоров (1957), Б. Г. Векилов (1969), А. А. Свиточ (1976) дают им определенную фаунистическую характеристику. Для верхнехазарских указываются: *Didacna surachanica* Andrus., *D.*, *nalivkini* Wass., *D. delenda* Vog., для нижнехвалынских — *D. cristata* Vog., *D. praetrigonoides* Nal. et Anis., *D. paralella* Vog. для верхнехвалынских — *D. praetrigonoides* Nal. et Anis., *D. trigonoides* Pall., для новокаспийских — *D. pyramidata* Grimm., *D. baeri* Grimm., *D. crassa* Eichw., *D.*, *trigonoides* Pall., а также черноморские иммигранты. Аккумулятивные террасы сложены песками, галечниками, суглинками; абразионные несут на себе редкую гальку. Г. И. Рычагов в 1977 г., кроме максимальной, выделяет пять стадийальных раннехвалынских террас на абс. высотах 34—36, 28—30, 20—22, 14—15, 4—6 м. Каждая из них отвечает самостоятельной трансгрессии, отделенной от предшествующей и последующей значительными регрессиями. Отдельные уровни получили собственные названия — буйнакская (20—22 м), туркменская (14—15 м), талгинская (34—36 м).

Выделяется целый ряд стадийальных морских террас и для позднехвалынской трансгрессии: максимальная (—2 м абс. выс.), кумская (—6 м), сартасская (—12 м). Последняя сменилась мангышлакской регрессией.

Значительное число морских уровней верхнехазарского и хвалынского Каспия А. А. Свиточ (1976) склонен объяснить влиянием неотектоники. Но по данным Б. Г. Векилова (1969) почти каждой из морских террас каспийского побережья соответствуют речные террасы. Если сравнить номенклатуру низких речных террас, принятую для Сулака, с предлагаемой Б. Г. Векиловым (1969), то верхнехазарской морской террасе (80—85 м) отвечает VI, нижнехвалынским террасам — уровни IV террасы, верхнехвалынским — III. Легко заметить, что нет морского аналога V террасы. Возможно это гирканская фаза в развитии Каспия, не упомянутая в схеме (прил. IV).

Детально разработана стратиграфия голоцена. Г. И. Рычагов (1977 г.) настаивает на пересмотре его нижней границы. Дагестанская стадия, относившаяся ранее к группе позднехвалынских (О. К. Леонтьев, П. В. Федоров, 1953 г.), считается максимальным уровнем новокаспийской трансгрессии, несмотря на отсутствие в соответствующей террасе *Cardium edule* L.

В составе новокаспийского трансгрессивного цикла выделяется до пяти трансгрессивных фаз, разделенных регрессиями и, следовательно, столько же морских террас, тесно связанных с соответствующими речными по целому ряду долин. Высоты террас следующие: максимальная —19 м (8 м над современным Каспием), —21 м, —23 м (массовое появление *Cardium edule* L.), —25 м и современная.

По радиоуглеродным датировкам возраст позднехвалынских отложений составляет 9,5—15,5 тыс. лет, максимальная дата для новокаспийских отложений 8000 ± 150 лет (у пос. Гаусан, В. А. Зубаков и др., 1974 г.). Сложнее датировать раннехвалынские отложения. Радиоуглеродные и уран-иониевые даты совпадают с верхнехвалынскими и явно занижены. Термолюминесцентный метод дает цифры в интервале 70—40 тыс. лет. Если иметь в виду, что возраст верхнехазарских отложений на р. Шура-Озень, сопоставляемый с микулинским межледниковым по Th/U, равен $88\,000 \pm 200$ лет, то эти цифры кажутся завышенными. Вероятно, близок к истине нижний предел цифр, полученных термолюминесцентным методом.

В пределах южного склона восточной части Большого Кавказа, отличающегося высокой контрастностью тектонических движений, в том числе и новейших, террасовые ряды речных долин далеко не так представительны, как на севере. Однако и здесь, в долинах, насчитывается от 2—3 до 5—6 террас, относящихся к позднему плейстоцену и голоцену (Ширинов, 1973). Террасы галечные, песчано-галечные, нередко с суглинистым покровом аллювиально-пролювиального происхождения. В пределах Алазань-Агричайского прогиба они погружены под уровень поймы. Общая мощность верхнеплейстоцен-голоценовых отложений достигает здесь 60—70 м. В верховьях Алазани по данным Д. В. Церетели (1966) галечники низких террас связаны с моренами верхнеплейстоценового оледенения. На террасе высотой 50—60 м, а также на более низкой, имеющей высоту 15—20 м, у с. Дартло известны скопления травертинов. В аналогичных условиях они встречены на р. Черной Арагви у с. Макарта, откуда И. В. Палибин (1927 г.) определил остатки: *Pinus hamata* F o r m., *Salix pentadra* L., *S. caprea* L., *Populus tremula* L., *Betula pubescens* E h r h., *Alnus glutinosa* G a r t h., *Evonymus latifolius* S c o p., *Talia* sp. (верхний уровень), а также *Salix alba* L., *S. caprea* L., *Betula pubescens* E h r h., *Fagus orientalis* L i p s k y, *Corylus avellana* L., *Quercus* sp., *Mespilus germanica* L., *Pyrus terminalis* E h r h., *Viburnum lantata* L. (нижний уровень). В обоих случаях флора соответствует современной для этих мест. По условиям залегания травертинов можно предположить, что ранние их генерации относятся к уллукамскому интергляциалу Большого Кавказа.

В пределах Нижнекуринской впадины низкие террасы речных долин сопрягаются с верхнехазарскими и хвалынскими отложениями. Последние представлены глинами и алевролитами с редкими прослоями ракушечников — *Didacna naliwkini* W a s s., *D. praetrigonoides* N a l. et A p i s., *D. trigonoides* (P a l l.). Максимальная их мощность достигает 150—200 м. На большей части Нижнекуринской впадины хвалынские осадки перекрыты песчано-суглинистым аллювием I террасы, высокой и низкой пойм р. Куры, а также ее многочисленных притоков. В совокупности они составляют обширную аллювиальную равнину. Мощность голоценовых песков и суглинков редко превышает 10—15 м. На востоке, в Муганской степи, аллювий сменяется морскими новокаспийскими осадками, содержащими раковины *Cardium edule* L. Описание верхнего плейстоцена — голоцена Малого Кавказа удобно начать с характеристики аллювия долины р. Куры. На участке Тбилиси—Рустави к верхнему плейстоцену — голоцену, прежде всего, относится I ее терраса (Чугурет-дидубийская), высотой 3—8 м, которую иногда подразделяют на две с высотами 3—5 и 6—8 м. Имеется здесь и следующая, так называемая «промежуточная» терраса высотой 10—15 м, третья по счету. Н. Ш. Ширинов (1973, 1975) в районе г. Рустави выделяет еще одну (IV) террасу р. Куры, высотой около 20—25 м. Описание Д. В. Церетели позволяют обозначить ее как метехскую. И лишь над ними располагается ваке-авлабарская терраса высотой 30—40 м, вторая по счету у Д. В. Церетели (1966) и пятая — в нашей схеме. К верхнему плейстоцену отнесена нами и более высокая VI (арсенальская) терраса р. Куры, имеющая высоту 50—70 м. Это связано с тем, что нижняя гра-

ница верхнего плейстоцена каспийской шкалы опущена под верхнехазарские осадки, а арсенальская терраса сопоставляется с верхнехазарской морской террасой, развитой в районе г. Мингечаура, Аллювий террас галечный, песчано-галечный. В верховьях р. Куры, на территории Ахалцихской котловины, по данным Г. М. Майсурадзе 1970 г., также выделяются террасы, относящиеся к верхнему плейстоцену — голоцену.

Основным генетическим типом накоплений, относящихся к верхнему плейстоцену — голоцену Малого Кавказа являются вулканы. На Ахалкалакском нагорье — это лавовые потоки андезито-дацитового состава, расположенные в северной и средней части Абул-Самсарского хребта. В Букуруанском районе устанавливаются три небольших центра позднеплейстоценовых извержений. Известный букуруанский поток у г. Боржоми располагается на уровне 20-метровой террасы р. Куры. В пределах массива Арагац к верхнему плейстоцену — голоцену принадлежат потоки андезитобазальтов и андезитодацитов Аштаракского и Апаранского районов, а также дацитовые лавы вулкана Малый Артени на западном его склоне. На Гегамском хребте верхнеплейстоцен-голоценовыми являются андезитобазальтовые конусы, лавовые потоки в вершинной его части (гора Аджаах). В пределах Варденисского нагорья — это андезитобазальты вулканов Армаган, Ахар—Бахар и Сумбатасар, потоки которых достигли низких террас в верховьях р. Арпы (К. Н. Паффенгольц, 1931 г.). В этом районе расположен также базальтовый вулкан Далик-Тапа (среднее течение р. Арпы), явно голоценового возраста. На склонах Сюникского нагорья к верхнеплейстоцен-голоценовым относятся наиболее молодые генерации лавовых потоков андезитобазальтового состава, спускающиеся в долины Воротана, Акеры и Тертера.

К вулканическим нагорьям Малого Кавказа, в большинстве случаев, приурочены верхнеплейстоценовые морены, цирки и трюги. Они известны на Абул-Самсарском и Кечутском хребтах. На склонах Арагаца трюговые формы рельефа приурочены к верховьям долин Геховит, Гехадзор, Манташ. Моренные и флювиогляциальные накопления достигают здесь значительной мощности. Широко развиты отложения последнего и, вероятно, предпоследнего оледенений в привершинной части Гегамского нагорья в Варденисском хребте. Есть они на Сюникском нагорье (вулкан Ишханасар, приток р. Тертер). Карровые формы и морены установлены на Мровдагском хребте в верховьях рек Шамхор и Гянджа. Для внутригорных впадин (памбакских, севанской, арагатской) характерно туфогенно-обломочное осадконакопление. Материалом подобного типа сложены террасы долины р. Памбак в пределах Арчутской тектонической перемычки (отн. высоты от нескольких метров до 100—120 м). Аналогичные отложения характерны для верхнего плейстоцена — голоцена в Гамзачиманской и Семеновской впадинах, наиболее восточных в системе Памбакских. Здесь среди них обнаружены остатки мамонта и спорово-пыльцевые спектры, совместно указывающие на смену климатических условий во время формирования верхней части разреза — от интервалов типа межледниковых до безусловно перигляциальных.

В Севанской впадине к верхнему плейстоцену — голоцену относятся аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, озерно-аллювиальные и озерные отложения. В частности, подобным образом датируется верхняя часть сарыкаинской песчано-галечной толщи, содержащая в самом молодом своем горизонте прослойки пирокластического материала из близлежащего голоценового вулкана. Голоценовые осадки оз. Севан изучены в пределах Масрикской равнины, а также в береговых обрывах по р. Дзкнагет (Саядян, Акешинская, Рябова, 1974 г.). По спорово-пыльцевым данным трангрессивным фазам Севана соответствует увеличение залесенности. Определение возраста радиоуглеродным методом показало 1010 ± 250 лет (древесина) и 940 ± 220 лет (раковины), что соответствует X—XI в. н. э.

В Араратской котловине верхний плейстоцен и голоцен представлены исключительно аллювиальными, преимущественно песчано-суглинистыми отложениями, мощность которых достигает 30 м. Это аллювий Аракса, Ахуряна, Касаха, Раздана, Азата, Веди и других более мелких рек. В долинах выделяется достаточно полный комплекс террас. По Касаху у подножья Арагаца их пять (Кожевников, Кожевникова, Саядян, 1973). Возможно они соответствуют лишь второй половине позднего плейстоцена.

Среди нерешенных проблем, которые возникают при рассмотрении корреляционной схемы (см. прил. IV), важно упомянуть следующие.

1. Необходимость более дробного стратиграфического расчленения акчагыл-апшеронских и куюльницко-гурийских отложений в Риюнской впадине, Индоло-Кубанском и Терско-Дагестанском прогибах.

2. Дальнейшее изучение древнейших морен, относящихся к акчагылу — апшерону и нижнему плейстоцену. Ледниковые толщи могут быть выявлены в горных районах, но больше возможностей возникает при обособлении коррелятивных им свит в разрезах предгорных моласс, что потребует проведения детальных литолого-фациальных, палеонтологических и палеомагнитных исследований.

3. Обоснование стратиграфии вулканогенных толщ Малого Кавказа. Здесь большое будущее принадлежит физическим методам исследования.

4. Дальнейшее палеонтологическое, в частности, палинологическое изучение вулканогенно-осадочных толщ, выполняющих внутригорные впадины, что предполагает проведение специального бурения.

5. Повышение степени изученности склоновых отложений, лессовых покровов и погребенных почв, их релаксирующих.

Все эти нерешенные или лишь частично решенные проблемы затрудняют межрегиональные сопоставления и, вероятно, делают предлагаемую корреляционную схему, подлежащей дальнейшему уточнению. Вместе с тем полагаем, что уже на данном этапе для Кавказа может быть предложена региональная стратиграфическая шкала, имеющая климатостратиграфическую основу (табл. 2). Так же как на Русской равнине, здесь выделены горизонты, соответствующие ледниковым и межледниковым моментам времени — в плейстоцене и эоплейстоцене, похолоданиям и потеплениям — в позднем плиоцене. Основой для этого являются морены различных оледенений в горах Бол. Кавказа, местные стратиграфические подразделения, выделенные в разрезах внутригорных впадин и предгорных прогибов, а также некоторые горизонты каспийско-черноморской шкалы.

Самыми молодыми ледниковыми горизонтами этой шкалы следует считать безенгийские — нижний и верхний. Их самостоятельность доказывается наличием уллукамского межледникового горизонта, имеющего отчетливо межморенный характер залегания. В целом эти три горизонта целесообразно объединить под названием безенгийский надгоризонт. Употребление терминов «ранне-» и «позднебезенгийский» в этом случае становится не вполне корректным. Раннебезенгийский горизонт, вслед за Д. В. Церетели (1966), можно назвать ненскринским, позднебезенгийский — тебердинским. Аналогом уллукамского межледникового горизонта являются морские слои, составляющие сурожскую террасу Черного моря с ее тепловодным фаунистическим комплексом. Безенгийский надгоризонт сверху ограничивается современным, голоценовым горизонтом, который на Кавказе предлагается назвать колхидским.

В основании безенгийского надгоризонта устанавливается «теплый» межледниковый горизонт, соответствующий черноморскому карантагу. На Малом Кавказе в системе памбакских впадин выявлены озерные слои с лесным спорово-пыльцевым спектром, содержащие значительное количество широколиственных (Гричук, Айрапетян, 1976). Положение

Проект региональной шкалы Кавказа по А. В. Кожевникову

Стратиграфическая шкала				
Европейской части СССР (принятая в настоящем полутоме)		Кавказа		
Фаунистические комплексы	Горизонты	Надгоризонты	Горизонты	Надгоризонты
Современный	Голоцен		Колхидский	
Верхнепалеолитический	Осташковский	Валдайский	Тебердинский	Безенгийский
	Молого-Шекснинский		Уллукамский (сужский)	
	Калининский		Ненскринский (кашкатаусский)	
	Микуллинский		Памбакский (карангатский)	Терский
	Московский	Среднерусский	Кобийский	
	Одинцовский		Сионский (узулларский)	
Хазарский	Днепровский		Аршинский	Терский
Сингильский	Лихвинский		Арапийский	
Тираспольский	Окский		Эльтюбинский	Баксанский
	Колотовский	Днепровский	Анийский	
	Платовский		Загарский	
	Михайловский		Ахурянский	
Таманский	Морозовский		Скифский	Кусарский (коджашенский)
	Ногайский	Предкоджашенский		
	Жеваховский	Кумтюбинский (дашюзский)		
Одесский	Бошерницкий		Преддашюзский	
	Домашкинский		Кудбарекский (эльхотовский)	

Стратиграфическая шкала				
Европейской части ССР (принятая в настоящем полутоме)		Кавказа		
Хапловский	Ферладанский	Южнорусский	Предкудбарекский	Эльбрусский (аджипоурский)
	Крыжановский		Рустамдагский (заманкульский)	
	Аккулаевский		Алджигонский (таманский)	
	Чистопольский		Акбулакский (ирикчатский)	
Молдавский	Веселовский		Квабевский	
	Верхнепоратский	Поратский		Балаханский
	Кагульский		Агдаринский	
	Кучурганский		Сураханский	

этих слоев в разрезе позволяет помещать их в основание верхнего плейстоцена. Отсюда возможное название межледникового горизонта — памбакский (карангатский в черноморской транскрипции).

В среднем плейстоцене определенно выделяются два ледниковых горизонта. Морены оледенений, относимых к среднему плейстоцену, уверенно выделяются в долине р. Терека. В верхнетерской котловине у сел. Казбеги, Арша-Паншети и Коби под андезитами Казбека и над ними лежат морены более ранние, чем относящиеся к позднему плейстоцену. Соответствующие моренам ледниковые горизонты могут быть названы аршинским и кобийским. За надгоризонтом, объединяющим названные горизонты, можно закрепить название терский, уже вошедшее в литературу (Милановский, 1966). Долина р. Терека, пожалуй, единственное на Кавказе место, где у с. Сиони между моренами ранне- и позднеперских оледенений можно наблюдать вулканогенно-осадочную толщу, содержащую озерные фации. К сожалению они не изучены палинологами, но межморенное положение толщи позволяет относить ее к внутритерскому межледниковью, выделяя сионский горизонт региональной шкалы (см. табл. 2); можно использовать морской временной аналог этого горизонта — узунларские (пшадские) слои черноморской схемы.

Нижний «теплый» межледниковый горизонт среднего плейстоцена в пределах Большого Кавказа не зафиксирован. Но на Малом Кавказе, благодаря работам Ю. В. Саядяна (1966, 1968 г., 1973 г.), он выделяется уверенно. Это верхний горизонт вулканогенно-осадочной серии, выполняющей Ленинанканскую котловину. Ю. В. Саядян назвал его арапийским. Соответствующие слои содержат характерный комплекс фауны — ленинанканский, по Л. А. Авакяну (1959 г.) и спорово-пыльцевые спектры, указывающие на сухой и теплый климат.

Ледниковый комплекс нижнего плейстоцена изучен в долинах Баксана (Милановский, 1966) и Ингури (Церетели, 1966). На Северном Кавказе выделены морены и флювиогляциальные отложения верхнего горизонта этого комплекса. Е. Е. Милановский (1966) назвал его Эльтютинским. В верховьях Ингури древнейшие морены известны на хр.

Загар. Описания Д. В. Церетели (1966) не исключают возможности выделения в этом районе двух моренных уровней. Это позволяет древнейший в нижнем плейстоцене ледниковый горизонт именовать загарским. Для комплекса, объединяющего ледниковые горизонты, подходящим является термин баксанский. На существование в нижнем плейстоцене не одного, а двух ледниковых горизонтов, указывает характерный разрез анийской толщи, изученной Ю. В. Саядяном (1966, 1968 г.) в Ленинанканской впадине. В ней выделяются четыре горизонта. Споро-во-пыльцевые характеристики нижнего и среднего отражают степные, лесостепные растительные сообщества и, следовательно — теплый, сухой климат. Во время формирования горизонта, их разделяющего, а также завершающего разрез, имели место условия лесной растительности, климат был влажным и отчасти прохладным. Лесные фазы естественно сопоставлять с оледенениями на Большом Кавказе, степные — с межледниковыми моментами времени. Теплые горизонты могут быть обозначены как анийский и ахурянский.

Для обособления климатостратиграфических горизонтов в эоплейстоцене Кавказа приходится обратиться к морене, изученной в разрезе гор Кумтюбе и Кюгенкая на Чегемском нагорье. Отсюда название одного из ледниковых горизонтов шкалы кумтюбинский. Надгоризонт, вслед за Е. Е. Милановским (1966), естественно назвать чегемским. Соотношение кумтюбинской морены с вулканитами показывает, что кумтюбинский ледниковый горизонт не был в эоплейстоцене самым поздним. Стратиграфические аналоги второго ледникового горизонта устанавливаются в верхах заманкульской серии (хумалагские слон) кусарской свиты на Самуре и коджашенской — в Аджиноурском районе. Выделяются здесь аналоги и кумтюбинского горизонта — дашюзская свита Аджиноура, по С. А. Ковалевскому (1936). За межледниковыми горизонтами пока можно сохранить названия, данные им С. А. Ковалевским (1936) — предкоджашенский, преддашюзский. По малакологическим данным, количество которых в последнее время увеличивается (А. Л. Чепалыга, 1972 г., 1980 г.; Климатические колебания..., 1976; Хроностратиграфическая схема, 1980), можно конкретизировать их климатическую характеристику.

«Холодный» горизонт, переходный от плиоцена к эоплейстоцену в схеме С. А. Ковалевского (1936) известен под названием кудбарекского (предкудбарекская и кудбарекская свиты). Ниже следуют растянутые, с теплыми интервалами, «холодный» рустамдагский, «теплый» квабевский горизонты. Возможны и северокавказские эталоны «холодных» горизонтов, отмеченные в разрезах Сунженского хребта селевыми вариантами предгорного аллювия, который формировался в связи с извержениями вулканов казбекской группы в ледниковых условиях (Эльхотовский, Заманкульский). Для алджигонского и аублакского горизонтов также возможны синонимы — таманский (максимальное проникновение ачкагыльской трансгрессии на запад), ирикчатский (лишь в том случае, если существование древнейших для Кавказа следов ледниковой деятельности, отмеченных Е. Е. Милановским (1966) на северном склоне Эльбруса в районе пер. Ирикчат, будет подтверждено дальнейшими исследованиями). Последовательность выделенных горизонтов региональной стратиграфической шкалы (см. табл. 2) вполне сопоставима с таковой в схеме, разработанной для Русской равнины (Климатические колебания..., 1976; Хроностратиграфическая схема..., 1980) и положенной в основу общей стратиграфической шкалы четвертичных отложений, которая принята в данном полутоме.

УРАЛ

Уральская горная область обычно подразделяется на пять частей: Полярный Урал и хр. Пай-Хой (севернее 66°), Приполярный Урал (64—66°), Северный (59° 30'—64°), Средний (56°—59° 30') и Южный

(51°—56°). По условиям антропогенной седиментации резко различаются северная (севернее 59° 30') и южная внеледниковая части Урала.

В пределах выраженного в рельефе выступа палеозойского складчатого основания отчетливо выделяются три орографические ступени: узкая горная полоса с абс. отметками 500—1800 м и обрамляющие ее с запада и востока увалистые предгорья с отметками 200—400 м. В этих трех подзонах Уральской структурно-фациальной зоны чехол антропогенных отложений прерывист и лишь в отдельных межгорных впадинах достигает 50—100 м мощности. К складчатому Уралу примыкают низкие равнины, выработанные в слабодислоцированных осадочных породах пермо-триаса (Предуральская структурно-фациальная зона) и в рыхлых мезозойско-кайнозойских отложениях чехла Западно-Сибирской плиты (Зауральская структурно-фациальная зона). На севере Урал отделен от сопредельных равнин тектоническими уступами, а на юге пенепленизированные предгорья незаметно сливаются с пластовыми равнинами Предуралья и Зауралья. Мощности антропогена соответствуют морфоструктуре — на приподнятых равнинах Южного Урала они невелики, а на приуральских низменностях Заполярья иногда достигают 200—300 м.

Первые сведения о позднем кайнозое Урала были получены еще в прошлом столетии. Специальные исследования четвертичных отложений начались в советское время. В 20—40-х годах особенно ценными были работы В. А. Варсанофьевой, С. Г. Боча, И. И. Краснова, Г. А. Чернова, В. И. Громова, К. В. Никифоровой. Первые обобщающие очерки по стратиграфии четвертичных отложений составлены В. А. Варсанофьевой, И. И. Красновым, Я. С. Эдельштейном (Геология СССР, т. 22, 1944).

В 50-х годах четвертичные отложения изучали главным образом при геологической съемке и поисках россыпных месторождений полезных ископаемых.

В 1960 г. Уральское геологическое управление организовало тематическую группу, изучавшую разрезы плиоцен-четвертичных отложений в районах между 52 и 64° с. ш. Результаты этих работ изложены в статьях и специальных сборниках (Стратиграфия..., 1965; Антропоген..., 1965).

В 60-х годах появился обширный материал по геологии позднего кайнозоя Северного и Полярного Предуралья и Зауралья, полученный при буровых работах. Эти данные, касающиеся ранее малоизученных погребенных толщ, вызвали оживленную дискуссию и обусловили появление несопоставимых местных стратиграфических и палеогеографических схем.

Несмотря на обилие материалов и большое число публикаций, состояние изученности рыхлого покрова Урала далеко не адекватно народнохозяйственному значению этого важного горнопромышленного региона. Отставание в изученности проявилось при первых попытках систематизировать материалы по стратиграфии антропогена, предпринятых Уральской комиссией МСК. При разработке в 1963 г. региональной схемы стратиграфии четвертичных отложений Урала (Стратиграфия..., 1965), утвержденной МСК СССР в 1968 г., не удалось достичь удовлетворительной корреляции крайне разнохарактерных местных стратиграфических схем. Стремление учесть все точки зрения привело к невероятной в палеогеографическом отношении корреляции морских отложений долин и ледниковых толщ междуречий, хотя уже тогда имелись данные о движении ледников с севера, а не с юга.

Возник вопрос о меридиональной корреляции генетически различных типов четвертичных отложений. В дальнейшем попытки его решения предпринимались В. А. Зубаковым (1972) для Зауралья и В. Л. Яхимович с соавторами (Яхимович, Немкова, Семенова, 1973) для Предуралья. Еще один вариант корреляции предложил В. А. Лидер (1976),

разработавший схему районирования Урала по типам антропогенных разрезов. Наконец, последняя попытка корреляции местных колонок закончилась изданием региональной стратиграфической схемы Урала, принятой в 1977 г. и утвержденной МСК СССР в 1978 г. (Унифицированные... , 1980).

Эта весьма громоздкая схема отражает возросшие трудности корреляции местных схем, составленных на разных методических принципах и объемах фактического материала. Выяснилось, что для многих частей Урала отсутствует надежная палеоклиматическая характеристика основных подразделений, практически не изучены почвенно-лесовая серия и стратиграфия склоновых делювиальных образований. Крайне редко применялись методы текстурно-генетического анализа, мало что известно о площадном распространении некоторых горизонтов, особенно межледниковых, случайны, в основном, сборы териофауны, почти нет достаточно полных спорово-пыльцевых диаграмм, отсутствует монографическое описание опорных разрезов, подобных лихвинскому, микулинскому или обнажениям долин Оби и Енисея.

Анализ этой схемы показал невозможность использовать ее для систематизированного изложения (на современном уровне знаний) материала четвертичной стратиграфии Урала. Для обоснования объема основных региональных подразделений и их сопоставления со схемой европейской части СССР в Уральских схемах 1963 и 1977 гг. приняты комплексы териофауны В. И. Громова (1948 г.), увязанные с археологической периодизацией плейстоцена. К настоящему времени датировки комплексов млекопитающих В. И. Громова не соответствуют новейшим данным о молодом возрасте верхнего палеолита и низких речных террас (И. К. Иванова, 1965 г.; К. К. Марков и др., 1965 г.; Величко, 1973; Цейтлин, 1979; Васильев, 1980). В результате объем среднего и верхнего плейстоцена уральской схемы оказался несопоставимым с таковым для аналогичных подразделений соседних регионов.

Казалось можно было бы сохранить уральскую схему, если изменить корреляцию ее региональных подразделений с горизонтами европейской шкалы. Например, «североуральский надгоризонт» с верхнепалеолитическими культурами можно сопоставлять не со всем валдайским надгоризонтом, а только с его верхней частью. Однако и это не удастся в полной мере из-за частых нарушений климатостратиграфического принципа расчленения антропогена в уральских схемах. Так, в этих схемах полностью приняты в качестве объектов корреляции «свиты» воркутинских геологов, которые не могут быть сопоставлены ни с одним климатостратиграфическим горизонтом. Эти «свиты», представленные типичным набором осадков ледниковой формации — валунными суглинками, промытыми песками и ленточными глинами — в реальных разрезах зачастую сменяют друг друга по латерали, а в принятых схемах 1963 и 1977 гг. они соответствуют определенным стратиграфическим интервалам.

Выделение подобных свит по формально-стратиграфическим признакам, без учета особенностей ледового лито- и морфогенеза, часто приводит к палеогеографическим парадоксам. Например, по схеме, предложенной В. Л. Яхимович с соавторами (1973), верхневалдайская морена выделяется только на низких абсолютных отметках вдоль низовьев Печоры, а расположенные восточнее и севернее холмисто-грядовые нагромождения валунных суглинков Большеземельской тундры относятся уже к морским среднеплейстоценовым отложениям.

Следует отметить и явные ошибки в уральской схеме 1977 г., связанные, вероятно, с эклектической методикой сведения воедино несопоставимых местных стратиграфических схем. Так, верхний палеолит р. Чусовой помещен в микулинский, а аналогичные культуры Печоры относятся к каргинскому горизонту. Колвинская свита попала в два (!) стратиграфических интервала: в основание нижнего плейстоцена и (пос-

ле большого денудационного перерыва) в акчагыл — нижний апшерон (Унифицированные. . ., 1980).

Изложенное объясняет, почему в данном разделе пришлось отказаться от использования уральской стратиграфической схемы 1977 г. и попытаться дать другой вариант корреляции, основанной на более строгом соблюдении климатостратиграфического принципа (Прил. IV).

Поскольку климатостратиграфическая шкала отражает чередование в разрезе латеральных рядов осадков холодных и теплых эпох, главное внимание при составлении раздела обращалось на признаки изменения климата, зарегистрированные в местных разрезах. При этом с особой осторожностью приходится использовать палеонтологические характеристики северных толщ, где ледниковое переотложение органических остатков имело огромный размах. Так как слои с богатой морской фауной на севере встречаются редко, то многочисленные местные «свиты», как правило, выделялись лишь по литологическим признакам и разрозненным находкам фораминифер. Сейчас достаточно твердо установлено, что комплексы фораминифер, обычно весьма бедные и содержащие много мезозойских и палеогеновых форм, чаще всего не закономерно сменяются по простиранию в одних и тех же геологических телах и, следовательно, имеют ограниченное стратиграфическое значение (Архипов, 1971; С. Л. Троицкий, 1975 г.). Это явление закономерно связано с грубокластическим составом вмещающих осадков и наличием в них гляциодинамических текстур (Гуслицер, 1973; Симонов, 1973). Поэтому в дальнейшем в качестве достоверных морских слоев будут описаны только осадки с богатыми фаунистическими комплексами, не слагающие явно ледниковый рельеф и не несущие гляциальных текстур.

Следует отметить, что для климатостратиграфического расчленения антропогена Урала мало что дают и остатки крупных млекопитающих. Большинство таких остатков известно лишь по единичным находкам костей и зубов (чаще всего в осыпи), не образующих закономерных тафономических ассоциаций. Существенно и то, что теплолюбивая фауна практически неизвестна, т. е. отсутствует териологическое подтверждение климатической ритмичности. Несколько большее значение имеют скопления остатков мелких млекопитающих, хотя филогения последних, к сожалению, пока плохо привязана к стратиграфической шкале.

Поэтому основой климатостратиграфического расчленения остается генетическая характеристика латеральных фациальных рядов в совокупности со скудными палеоботаническими данными. Дополнительную информацию дают геоморфологический и ритмостратиграфический контроль корреляции, а также единичные, пока еще мало надежные изотопные датировки.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

К эоплейстоцену (в объеме апшеронского яруса) на Урале относят маломощные озерные и аллювиальные отложения низких междуречий и высоких террас внеледниковой области, выделенные из красноцветной плиоценовой серии по фауне мелких млекопитающих. Переход от акчагыла лучше всего прослежен в Башкирском Предуралье по разрезу карьера у д. Аккулаево. Здесь на абс. отметках 127—130 м по данным В. Л. Яхимович залегают нижеапшеронские (демский «горизонт») и среднеапшеронские (давлекановский «горизонт») осадки (палеонтологическая характеристика дана в разделе «Европейская часть СССР. Внеледниковая зона»).

Верхняя часть демского «горизонта» представлена красноватобурыми «мореноподобными» суглинками с большим количеством гальки, мощностью 2—2,5 м, переходящими в лёссовидную породу. Эти осадки

содержат очень редкие остатки перигляциальной флоры. (Кайнозой... , 1970).

На нижний апшерон с размывом ложится мелкогалечная аллювиальная пачка давлекановского «горизонта» мощностью до 2,5 м, венчающая разрез предпоследней из высоких террас р. Белой. В. П. Сухов отмечает, что для нее характерен тот же комплекс мелких млекопитающих, но с бóльшим числом некорнезубых форм. В среднеапшеронской фауне также преобладают степные и полупустынные виды (Сухов, 1970; Стратиграфия... , 1975). На основании спорово-пыльцевых данных подтверждается теплый аридный климат давлекановского времени. По данным В. К. Немковой (1977), в ранне-среднеапшеронских отложениях Аккулаева полностью отсутствует пыльца плиоценовых растений, а единичная пыльца тсуги встречается только в акчагыльских слоях.

К позднему апшерону В. Л. Яхимович относит нижнюю часть общесыртовой свиты мощностью до 75 м, покрывающей низкие междуручья. Буровато-коричневые делювиально-солифлюкционные сыртовые суглинки внизу переслаиваются с озерными глинами, а вверху часто имеют лессовидный облик. В нижней части свиты нередки бобовины бурого железняка и гидроокислов марганца. В галечниках, залегающих в основании свиты, обнаружены остатки эоплейстоценовой антилопы, а в собственно сыртовых глинах — представителей тираспольского комплекса *Alces latifrons* (John.) и *Archidiskodon* cf. *wüsti*, в верхах свиты — *Mammuthus trogontheri* (Pohl.). На этом основании В. Л. Яхимович датирует общесыртовую свиту поздним апшероном — первой половиной раннего плейстоцена (Антропоген... , 1965). По очень скудным находкам пыльцевых зерен для начала позднеапшеронского времени реконструируются ландшафты южных степей, которые к концу апшерона переходят в перигляциальные степи (Кайнозой... , 1970). Таким образом в эоплейстоцене Южного Предуралья как будто отмечаются два криогенных горизонта.

В Южном Зауралье к эоплейстоцену отнесены нижнебатуриные слои у г. Еманжелинска, представленные разнозернистыми песками с галькой и темно-серыми мергелистыми глинами озерного и озерно-аллювиального происхождения. Эти осадки мощностью 3—5 м содержат железо-марганцевые бобовины. В песках определены остатки мелких млекопитающих *Desmana* sp., *Soricidae*, *Ochotona* sp., *Citellus* sp., *Sicista* sp., *Cricetus* sp., *Castor* sp., *Miomys intermedius* Newt., *Miomys* sp., *Clethrionomys* ex gr. *rutilus* Pall., *Clethrionomys* sp., *Lagurodon praepannonicus* W. Torp., *Allophaiomys* sp., Mustelidae, который близок позднеаманской и одесской фауне (В. В. Стефановский, 1975 г.). Аналогами этих слоев на междуручьях В. В. Стефановский считает зеленовато-серые мергелистые глины мощностью около 10 м, содержащие остракоды кочковского комплекса и спорово-пыльцевые комплексы елово-сосново-березовых лесов среди лугово-степных ассоциаций. По его мнению, им одновозрастен также аллювий V докольной террасы, врезанной в кустанайскую террасу, по А. П. Сигову. Последняя, таким образом, бóльшей частью сложена озерными и аллювиальными аналогами акчагыла. А. П. Сигов (1954 г.) рассматривает красноватые кустанайской свиты в объеме всего верхнего плиоцена.

По новой схеме В. В. Стефановского к апшерону могут относиться только самые верхи кустанайской свиты. На юге Урала эоплейстоценовым видимо является аллювий кваркенской террасы на р. Суундук (К. В. Никифорова, 1948 г.), в котором найдены остатки южного слона, лошади Стенона, верблюда, антилопы и газели.

В бассейне верхнего течения Урала V надпойменной террасе частично синхронны ильчинские слои — красноватые глины с марганцево-железистыми бобовинами и галькой аллювиально-делювиального происхождения с прослоями озерных глин мощностью около 10 м. Выделивший эти слои Н. Н. Яхимович условно датирует их в интервале от сред-

него акчагыла до нижнего апшерона. (Антропоген. . . , 1965). Он указывает на лесостепные и лесные спорово-пыльцевые комплексы с подчиненными фазами степи в низах ильчинских слоев. Отмечается незначительная примесь пыльцы *Quercus* и *Plex*.

По мнению Н. Н. Яхимовича, V терраса практически сливается с VI террасой Урала, и обе в сущности представляют собой спущенные ванны разновысотных плиоценовых озер (Антропоген. . . , 1965). Схема В. В. Стефановского (1975 г.), по которой V терраса датируется апшероном, а аналогичные, но более мощные осадки VI террасы с левантинскими унионидами и примесью тсуги, дуба и орешника в спорово-пыльцевых комплексах — акчагылом, кажется палеонтологически более обоснованной.

В бассейне Урала частичным аналогом общесыртовой свиты считаются выделенные Н. Н. Яхимовичем преимущественно субаэральные байрамгуловские слои мощностью около 30 м. В озерно-делювиальных прослоях со следами почвообразования здесь выделены хвойно-лесные спорово-пыльцевые спектры, в то время как основная толща содержит бедные лесостепные и степные флоры (Антропоген. . . , 1965).

К северу эоплейстоценовые осадки прослеживаются до г. Кунгура, где на V террасе р. Сылвы залегает красноцветный песчано-галечный аллювий мощностью 5—6 м, с прослоями озерных глин, содержащих раковины пресноводных моллюсков *Anodonta* sp., *Pisidium* cf. *amicum* Müll., *Pisidium* sp., *Valvata* sp., *V. piscinalis antiqua* Sow., *V. piscinalis* Müll., *Sphaerium* sp. и пыльцу теплолюбивых растений (Борисевич, 1961).

Для нижекамских разрезов в прилегающих с запада районах устанавливается термофильная растительность (с тсугой) в икских и омарских слоях, вложенных в акчагыльские отсадки (Г. И. Горецкий, 1964 г.). Эти данные о более теплом и влажном климате Прикамья не согласуются с вышеприведенной палеоклиматической характеристикой эоплейстоцена Башкирии, где для нижнего и среднего апшерона отмечен более аридный климат по сравнению с современным. Невязка может объясняться как неполнотой изученных разрезов, так и ошибками в корреляции. В ледниковой области достоверные аналоги апшерона неизвестны, что не удивительно поскольку мала мощность этих осадков и большой размах ассимиляционной деятельности плейстоценовых покровных ледников.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (НИЖНЯЯ ЧАСТЬ)

Во внеледниковой области нижнеплейстоценовые отложения выделяются по тираспольской фауне млекопитающих и следам похолодания климата, появившегося в полимиктовом составе и общем сероцветном облике пород. К нижнему плейстоцену относят верхи субаэральной толщи низких междуречий и высоких террас, а также низы аллювиальной серии переуглубленных долин.

В первом случае нижний плейстоцен весьма условно отделяется от эоплейстоцена, во втором — неизвестно точное положение границы со средним плейстоценом.

В Башкирии к первой половине нижнего плейстоцена отнесены лессовидные слои верхней части общесыртовой свиты с условной нижней границей по слою погребенной почвы на глубине 15 м (Яхимович, 1970). Выше перигляциальных слоев, которые В. Л. Яхимович связывает с окским оледенением, в общесыртовой свите встречены спорово-пыльцевые комплексы, свидетельствующие о потеплении и лесостепном ландшафте. Потеплением климата к концу нижнего плейстоцена (общесыртового времени) В. Л. Яхимович объясняет присутствие остатков

слона Вюста (в том числе и в верхах байрамгуловских слоев на восточном склоне Урала).

В Башкирском Предуралье слои с тираспольской фауной грызунов описаны также в чуй-атасевском разрезе. Здесь в уступе III террасы р. Белой на абс. отметке около 80 м в акчагыльские и апшеронские слои вложены пестрые глины, пески и галечники общей мощностью около 6 м, содержащие, по В. П. Сухову, остатки *Mitomys* (*Mitomys*) *intermedius* (Newton) и серых полевок тираспольского комплекса (Вопросы. . ., 1979). Присутствие древнетираспольских форм позволило В. П. Сухову отнести чуй-атасевскую фауну к первой половине нижнего плейстоцена. Он полагает, что остатки некорнезубого цокора указывают на более засушливый (и может быть более холодный) по сравнению с современным климат.

В южной части зауральского пенеплена вероятными аналогами чуй-атасевского аллювия являются аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения «мертвых долин» междуречий, выделенные В. В. Стефановским (1975 г.) в верхнебатуринские слои. Они содержат зуб слона Вюста и остатки грызунов *Ochotona* sp., *Pitymys* sp. (cf. *hintoni*), *Pitymys* sp. (cf. *Microtus gregalis*), *Lagurodon* sp. а также спорово-пыльцевые спектры степного типа с преобладанием марево-попынных ассоциаций.

Согласно данным А. М. Сухорукова, на восточном склоне Среднего Урала нижнеплейстоценовые озерно-аллювиальные осадки выполняют подвешенные «мертвые» речные долины меридионального простираения в бассейнах Исети и Пышмы (Стратиграфия. . ., 1965). По данным В. А. Грачева, они представлены толщей бурых карбонатизированных глин и полимиктовых песков с раковинами *Pisidium amnicum* Müll., остракодами *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candoniella albicans* (Brady), *Candona* ex gr. *candida* Müll., *Cyclocypris laevis* Müll., *Cypridopsis slaviakanensis* Mand., *Ilyocypris tuberculata* Brady. На физический возраст этих осадков по урановому методу (более 400 тыс. лет) указывает В. А. Зубаков (1972) со ссылкой на Г. А. Шагалова. Эти долины располагаются на высоте примерно 55 м над руслами современных рек, выше IV террасы (Стратиграфия. . ., 1965). Судя по изотопным датам и присутствию остракод, характерных для кустанайской свиты, осадки мертвых долин, вероятно, относятся к первой половине нижнего плейстоцена.

В ледниковой области нижний плейстоцен лучше всего изучен в бассейне Верхней Камы и на Камско-Печорском междуречье. В районе Соликамска под осадками эпохи максимального оледенения вскрыты в скважинах мощные толщи переуглубленной долины пра-Камы, которые по Г. И. Горецкому (1964 г.) разделяются на ряд свит, имеющих скользящие стратиграфические границы. Здесь на апшеронских(?) озерно-болотных отложениях в соляно-карстовой депрессии залегают грубые суглинки с галькой и щебнем и прослоями песка, общей мощностью 5—6 м, которые Г. И. Горецкий считает делювиальной псевдомореной, синхронной первому раннеплейстоценовому (камскому) оледенению, а А. И. Москвитин (1958) рассматривал в качестве окской морены.

Стратиграфически выше лежат коричневые озерные глины и синхронные им аллювиальные пески и галечники соликамской свиты. Соликамский аллювий выполняет узкие погребенные долины на минусовых отметках, а озерные глины выходят и на междуречья, до +146 м. Слоистость ленточного типа и присутствие арктоальпийских форм в семенных флорах (*Potentilla nivea*, *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*) дали основание Г. И. Горецкому рассматривать соликамские породы в качестве осадков холодного интерстадиала.

В районе оз. Чусовского А. Н. Степанов в 1974 и 1976 годах выделил три доднепровских оледенения. К камскому горизонту он отнес валунные суглинки мощностью около 48 м, залегающие на палеозой-

ском цоколе на абс. отметках 25—75 м и содержащие переотложенные растительные остатки. В «беловежский горизонт» выделил вышележащие пески, супеси, глины с пачками гравийно-галечного материала мощностью до 32 м в интервале отметок 40—102 м. По спорово-пыльцевым данным устанавливается изменение климата от холодной темнохвойной тайги до смешанных лесов с примесью широколиственных и далее к ландшафтам перигляциального редколесья. По высокому содержанию пирита и эпидота эти отложения сходны с соликамской свитой, описанной Г. И. Горецким. Выше плащеобразно залегают валунные суглинки второго раннеплейстоценового оледенения («березинский горизонт», по А. Н. Степанову) мощностью от 2 до 52,5 м.

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ) — ЛИХВИНСКИЙ (ЧУСОВСКОЙ) ГОРИЗОНТ

Здесь описывается комплекс осадков, имеющих повсюду на Урале вполне определенное положение в узких погребенных долинах, врезанных в эоплейстоценовые и нижнеплейстоценовые отложения низких междуречий. По находкам тираспольской фауны нижняя часть аллювия погребенных долин обычно относится к концу нижнего плейстоцена, а вышележащие, большей частью озерные слои — к лихвинскому межледниковью и началу днепровского похолодания.

Лучше всего отложения прадолин изучены на Верхней Каме в Печоро-Камском междуречье, где они выполняют расширенную долину пра-Камы.

На соликамских осадках с размывом и прослоением залегают аллювиальные галечники и суглинки венедской свиты, которые по семенной флоре П. А. Никитин определил как миндель-рисские, содержащие элементы перигляциальной растительности. Характерно появление 74 % новых видов по сравнению с их числом в соликамской свите при сокращении до 25 % числа экзотов (26—40 % в соликамской свите). Рукководящими являются экзоты *Azolla interglacialica* Nikitin, *Allium* sp. exot., *Betula rotundifolia* S p a c h., *Polygonum viviparum* L., *Potentilla pimpinelloides* L. Преобладают болотно-луговые и водные растения, свидетельствующие о прохладном и влажном климате (Г. И. Горецкий, 1964 г.).

Аллювий вышележащей кривичской свиты, содержит сходную флору, но с меньшим числом экзотов. В спорово-пыльцевых комплексах местами наблюдается существенное участие широколиственных пород (от 2 до 40 %). Поскольку по палеоботаническим данным формирование венедской свиты происходило в условиях достаточно прохладного климата, Г. И. Горецкий склонен относить ее к интерстадиальным или межледниковым отложениям долихвинского времени (конца нижнего плейстоцена). Лихвинской в таком случае должна считаться только кривичская свита, в которой на Нижней Каме В. П. Гричук выделил спорово-пыльцевые спектры лихвинского типа. Здесь же найдены остатки трогонтериевого слона и среднеантропогенных моллюсков *Viviparus sokolovi*, *Corbicula fluminalis*, *Valvata aliena* var. (Г. И. Горецкий, 1964 г.).

Более определенное стратиграфическое положение поднепровские аллювиальные свиты имеют в районе Чусовского озера. По данным А. Н. Степанова, аналоги венедской свиты здесь выполняют узкие погребенные долины (рис. 3), врезанные в комплекс низких междуречий, который состоит из двух нижнеплейстоценовых морен и межморенных осадков. Древний аллювий представлен здесь 75-метровой толщей песков с прослоями галечников в основании. С венедской свитой он сопоставляется по высокому содержанию пирита (до 82 %) и по спорово-пыльцевым спектрам, указывающим на смену вверх по разрезу сосновых лесов сосново-еловыми с примесью широколиственных пород. Пески содержат пресноводные диатомеи, из которых *Eunotia lunaris*

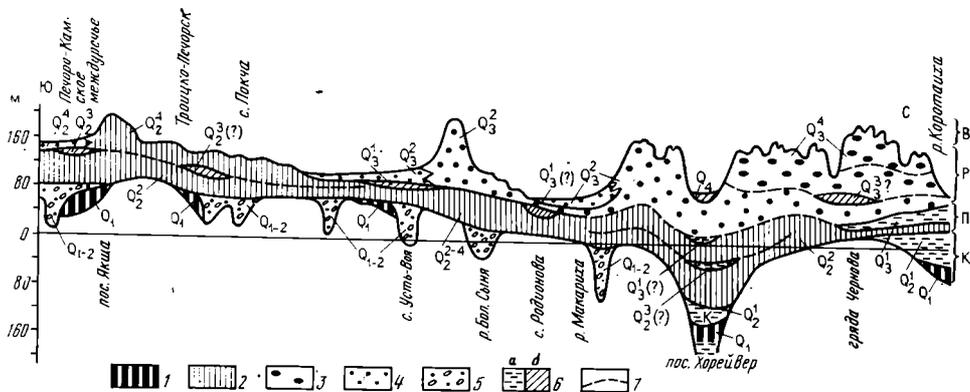


Рис. 3. Схематический меридиональный разрез четвертичных отложений Северного Предуралья (по данным бурения Гидропроекта и Ухтинского геологического управления в интерпретации В. И. Астахова)

Ледниковые комплексы: 1 — нижнеплейстоценовые; 2 — среднеплейстоценовые; 3 — верхнеплейстоценовые; 4 — прогляциальные (подпрудно-озерные и задровые) отложения; 5 — аллювиальные и озерные отложения погребенных долин; 6 — межледниковые отложения. Примерный объем «свит» Большеземельской тундры (по разбивке В. И. Белкина, В. С. Зархидзе, И. Н. Семенова); к — колвинской, п — падейской, р — роговской, в — вашуткинской

(Ehr.) *Grun.*, *E. tenella* (Grun.) Hust., *Stauroneis* cf. *anceps* Ehr. не встречаются в более молодых осадках этого района.

В верхах древнего аллювия, частично выходящего за пределы погребенных долин в одном месте обнаружена 20-метровая пачка суглинков и песков с галечником в подошве. Эти осадки характеризуются примесью хлорита и мусковита, палеогеновых диатомей и содержат спорово-пыльцевые комплексы безлесных пространств с господством ксерофитных трав и присутствием карликовой березки. По А. Н. Степанову, это третий нижнеплейстоценовый ледниковый («окский») горизонт.

Выше под мореной максимального среднеплейстоценового оледенения лежит толща из трех пачек (снизу вверх): разнозернистые пески (10—20 м), алевриты и глины с растительными остатками (20—25 м), глинистые пески (10—30 м). Палинологическая характеристика, по А. Н. Степанову сходна с типовыми диаграммами лихвинских разрезов при наличии руководящих форм типа *Osmunda claytoniana*.

Присутствие двух доднепровских морен у оз. Чусовское безусловно делает этот район опорным для нижнего плейстоцена Урала. Однако указанная выше стратиграфическая разбивка вызывает серьезные сомнения. Непонятны большие мощности и плащеобразное залегание предполагаемых межледниковых осадков.

Выделение трех ледниковых горизонтов в нижнем плейстоцене пока кажется мало обоснованным. Осадки «окского горизонта» могут относиться либо к похолоданию внутри большого миндель-рисского межледниковья, как это предполагает Б. И. Гуслицер, либо к водноледниковым фациям начала днепровского оледенения.

В этом районе лихвинские межледниковые отложения описаны также В. Л. Яхимович с соавторами (1973). К ним отнесены аллювиальные и озерные осадки мощностью до 42 м, вскрытые скважинами по трассе канала Печора — Кама на отметках 90—115 м. К предгорьям Урала они переходят в погребенный аллювий долин бассейнов рек Колвы и Вишеры, залегающий в цоколе III террасы и напоминающий тобольскую свиту Оби. Это аллювиальные галечники, венчающиеся слоем песка и сизого суглинка, как и на Южном Урале. Видимо остатки лесного слона *Palaeoloxodon* sp. находились под суглинками. Из синеватых суглинков П. И. Дорофеев выделил семенную флору сингильского типа с *Selaginella selaginoides* (L.), *Polygonum viviparum* L., *Ranunculus aquatilis* L., *Potentilla* sp., *Dryas* sp., *Betula nana* (Яхимович, Немкова, Семенов, 1973). Судя по большой мощности, площад-

ному распространению и высоким отметкам озерных осадков, они, вероятно, особенно интенсивно накапливались уже в условиях наступания днепровского ледника.

В истоках Печоры нижнеплейстоценовые отложения выделены Б. И. Гуслицером (1972). Он указывает на обнажение галечников из обломков уральских пород с конкрециями пирита и со слоистостью, имеющей падение по направлению течения реки (р. Унье ниже устья Евтропийной речки). Этот аллювий видимой мощностью около 3 м он считает доледниковым, так как в нем отсутствуют обломки западного происхождения, обычные для вышележащей морены.

Сходные с осадками Печоро-Камского междуречья аллювиально-озерные толщи примерно на тех же абсолютных отметках вскрыты скважинами в долине Средней Печоры под среднеплейстоценовыми моренами (Вуктыл, Покча). Это песчано-галечный аллювий, вверх переходящий в ленточнослоистые глины в интервале абс. высот 28—100 м общей мощностью 40—45 м. Для Покчинского створа В. Л. Яхимович с соавторами (1973) указывает на спорово-пыльцевые спектры темнохвойной тайги в средней части разреза и уменьшение количества древесных пород в верхней части. Аллювиально-озерная толща подстилается песками и слоистыми глинами видимой мощностью около 15 м, в которых также выделены таежные спектры, но со значительной примесью сосны и древовидной березы, пониженным содержанием трав и отсутствием переотложенных форм. Эти исследователи параллелизуют верхнюю толщу с колвинской, а нижнюю с просундуйской морской свитой Большеземельной тундры, и датируют обе плиоценом (акчагылом).

Серьезных оснований для такого удревления подморенных отложений пра-Печоры не имеется. Скорее всего они синхронны аллювиальному и озерному отложениям пра-Камы, залегающим тоже под мореной максимального оледенения и датируемым ранним плейстоценом — лихвинским временем (Г. И. Горецкий, 1964 г.). Именно такой точки зрения придерживается Л. А. Кузнецова (1971), которая выделила (вслед за В. И. Белкиным, 1967) аллювий и озерные осадки пра-Печоры в войскую свиту. В стратотипе в с. Усть-Воя мощность ее достигает 70 м, причем вся верхняя ее половина представлена коричневыми глинистыми алевритами с вивианитом и ленточными глинами — скорее всего среднеплейстоценовыми озерно-ледниковыми осадками.

К северу по скважинам отмечается постепенное снижение отметок дна переуглубленных долин (см. рис. 4), а в разрезе появляются морские фации. Самые нижние члены плейстоценового разреза, которые воркутинские геологи относят к морскому неогену (Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966), вскрыты скважиной в пос. Хорейвер и у оз. Просундуй в Большеземельской тундре. На отметках ниже —143 и —90 м соответственно здесь залегают светло-серые и зеленовато-серые ленточно-слоистые глины и алевриты мощностью около 90 м, названные В. И. Белкиным и другими просундуйской свитой. По данным И. Н. Семенова в этих породах встречаются фораминиферы: *Elphidium clavatum* Cushman, *Buccella frigida* (Cushman), *Cassidulina subacuta* (Gudina), *Scutullorhis varius* Semenov и др., характерные для плейстоценовых и современных арктических морей, а также палеогеновые и неогеновые виды. В спорово-пыльцевых спектрах резко преобладает пыльца древесных, большей частью *Pinus exsect.*, *Cembra*, а также *Picea excelsa* и древовидных берез при большом числе мезозойских и палеогеновых форм. Тундровые виды отсутствуют (Яхимович, Немкова, Семенов и др., 1973).

Гораздо богаче органическими остатками вышележащая колвинская свита серых тонкослоистых и неслоистых глин и алевритов с рассеянной галькой, которые в хорейверском стратотипе, по В. Л. Яхи-

мович и др. (1973), подстилаются мореноподобным оскольчатым суглинком с галькой мощностью 9 м при общей мощности 55 м (от —88 до —143 м). В других разрезах мощность колвинской свиты достигает 70 м. Выделившие ее исследователи указывают на богатый комплекс фораминифер, в котором количественно преобладают *Elphidium clavatum* и *Cassidulina islandica*, а также на обильные захоронения раковин морских арктических моллюсков. Из последних наиболее характерны *Propeamussium groenlandicum* (Sow.), *Yoldiella lenticula* (Müll), *Y. fraterna* (Verr. et Bush.), *Nucula tenuis* Mont., *Macoma calcarata* Chemn., *Leda pernula* Müll. (Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966). М. Г. Попова-Львова в колвинской свите описала остракоды, аналогичные плейстоценовым видам Аляски (Вопросы стратиграфии..., 1972). Характерно присутствие обильных органических остатков только в средней части свиты.

По данным спорово-пыльцевого анализа во многих разрезах колвинской свиты устанавливается трехкратная смена растительности. В средней части разреза, к которой приурочена богатая морская фауна, по пыльце ели, сосны и березы фиксируются климатические условия теплее современных. В верхах и низах свиты преобладает пыльца тундровых растений с необычно большим количеством пыльцы маревых и полыней. Ухудшение климатических условий, во время накопления мореноподобных и ленточных слоев в подошве и кровле свиты, подтверждается и обеднением фауны моллюсков, фораминифер и остракод в верхней и нижней части разреза (Яхимович, Немкова, Семенов, 1973).

Первоначально выделившие колвинскую свиту авторы приписывали ей неогеновый возраст (Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966), поэтому в стратиграфической схеме Урала 1963 г. эта свита попала в крайне неопределенный возрастной интервал от акчагыла до нижнего плейстоцена включительно. В. Л. Яхимович с соавторами (1973) ограничивают верхний предел колвинской и просундуйской свит нижним акчагылом (!) на основе ошибочной, на наш взгляд, корреляции с кинельской свитой Башкирии. Полное отсутствие в колвинских морских осадках третичных экзотов в любом случае не позволяет их опускать ниже эоплейстоцена. Специально исследовавшая этот вопрос В. И. Гудина (1976) категорически настаивает на том, что колвинские и просундуйские фораминиферы не древнее нижнего плейстоцена. Нижнюю часть разреза с валунными суглинками (включая просундуйские слои) она относит к ледниковому нижнему плейстоцену, на что по ее мнению указывают тривиальные для плейстоцена холодолюбивые виды фораминифер «тильтимского комплекса» и примесь мезозойско-палеогеновых форм.

В собственно колвинских богатых фауной слоях В. И. Гудина выделяет руководящий обский комплекс фораминифер зоны *Miliolinella pyriformis*, который содержит около 80 видов и примерно 4000 экземпляров в образце. Из них на долю бореальных видов приходится около 40%. По В. И. Гудиной (1976), обский комплекс заведомо моложе плиоцен-нижнеплейстоценовых фаун Северной Европы и Аляски и хорошо сопоставляется с миндель-рисскими фаунами Баффиновой Земли и бассейна Северного моря. Специалист по циркумполярной малакофауне Ю. Б. Гладенков (1978 г.) также считает маловероятным плиоценовый возраст колвинских моллюсков.

Эти данные хорошо согласуются с приведенными выше результатами меридиональной корреляции. Как справедливо отметила В. Л. Яхимович с соавторами (1973) постепенное понижение дна Печоры с юга на север до минусовых отметок свидетельствует о синхронности войского вреза просундуйскому или предпросундуйскому времени. Соответственно примерно синхронны должны быть и осадки, выполняющие погребенные долины. Отсюда колвинско-просундуйская толща морских, ледниковых и ледниково-морских (?) отложений соот-

ветствует войской свите пра-Печоры, а также венедской, кривичской и, возможно, соликамской свитам пра-Камы.

В Северном Зауралье в качестве нижнеплейстоценовой морены Ю. Ф. Захаров (Стратиграфия..., 1965) выделил шайтанскую толщу валунных суглинков с крупными блоками подстилающих пород, мощностью до 60—70 м, выполняющую днища погребенных долин на глубине 150—200 м от поверхности. На ней согласно Ю. Ф. Захарову лежит такой же мощности разнообразная толща тонкослоистых глин и алевроитов с пресноводными и солоноватоводными диатомеями, которую он сопоставляет с миндель-рисским (тобольским) аллювием Оби и Казымской свитой Г. И. Лазукова и И. В. Рейнина (1961 г.). Они считают мощные глины и алевроиты казымской свиты морскими, несмотря на отсутствие морской фауны. Спорово-пыльцевые спектры близки к современным. По В. А. Зубакову (1972), межледниковые спектры имеются только в средней части свиты. Казымская свита, кровля которой прослежена на отметках от —50 до —100 м, залегает в районе г. Салехарда на морских и ледниково-морских (Г. И. Лазуков, И. В. Рейнин, 1961 г.) осадках полуйской свиты мощностью около 50 м, представленных валунными суглинками с линзами тонкослоистых осадков и галечников. По Ю. Ф. Захарову, это аналог его шайтанской толщи.

С этой схемой не согласуется разбивка разреза по фораминиферам. Согласно В. И. Гудиной (1966 г.) наиболее богатые фораминиферами обские слои представлены в основном валунными суглинками и залегают плащеобразно — отметки кровли от —110 до +80 м на Мужинском Урале и ниже —160÷180 м на Юге Ямала (Ярсалинский профиль). Севернее их вовсе нет, а прямо на коренных породах на отметках до —260 м залегают более молодые слои с бедным салемадьским комплексом фораминифер. В основании разреза на Оби и Мужинском Урале, по В. И. Гудиной, залегают бедные фораминиферами тильтимские слои. Следовательно, обские слои, которые В. И. Гудина считает теперь аналогами гольштейна-лихвина (Гудина, 1976), попадают в нижнеплейстоценовый ледниковый интервал Г. И. Лазукова и Ю. Ф. Захарова, так как залегают гипсометрически ниже миндель-рисской казымской толщи, выделенной указанными авторами.

Последующие работы С. А. Архипова и В. И. Гудиной в районе г. Салехарда привели их к выводу о синхронности полуйской свиты максимальному среднеплейстоценовому оледенению на том основании, что в ней содержатся фораминиферы обского комплекса в переотложенном состоянии (Последнее оледенение..., 1977). Соответственно казымская свита ими теперь рассматривается в качестве осадков внутририсского межледниковья (см. ниже). При такой трактовке раннеплейстоценовые морены отсутствуют в устье Оби. К раннеплейстоценовому оледенению тогда должна относиться какая-то часть шайтанской толщи Ю. Ф. Захарова, которая, как и в большинстве выделенных по скважинам свит, скорее всего представляет собой понятие, объединяющее валунные суглинки нижних частей погребенных долин.

Поскольку обские слои содержат комплекс морской микрофауны, можно полагать, что в этом районе где-то имеются аналоги колвинской свиты, послужившие источником переотложенных фораминифер, однако, достоверно межледниковые миндель-рисские осадки не описаны.

В горной полосе нижнеплейстоценово-лихвинские осадки почти не изучены. К этому интервалу В. К. Хлебников относил песчано-галечную аллювиальную толщу мощностью до 40 м (крестовскую свиту) с таежными спорово-пыльцевыми спектрами, залегающую под среднеплейстоценовыми (?) моренами в переуглубленных долинах Полярного Урала. На восточном склоне Северного Урала в карьерах у г. Карпинска

П. П. Генералов описал галечники и пески аллювиального типа с нижнеплейстоценовой семенной флорой. В. А. Лидер (1976) указывает на многочисленные разрозненные находки остатков тираспольских млекопитающих в различных горных выработках и обнажениях Среднего и Южного Урала. Нижнеплейстоценовые и лихвинские осадки несомненно входят в состав мощных шлейфов делювиально-солифлюкционных суглинков, опирающихся на высокие террасы в горах Южного Урала. Однако слабая изученность почвенно-лессовой серии на Урале не позволяет надежно определить их положение в разрезе.

В южной части Зауральского пенеплена аллювиальные отложения переуглубленных долин бассейна р. Уй выделены в чернореченские слои: полимиктовые галечники, серые глины и пески с остракодами кочковского комплекса и спорово-пыльцевыми спектрами светлохвойных лесов с пихтой и елью среди лугостепных ландшафтов. Для этих осадков урано-свинцовым методом В. В. Стефановский в 1975 г. получил 17 дат порядка 500—600 тыс. лет. Он отнес к нижнему плейстоцену также галечники IV террасы по присутствию в них остатков *Miomys* (*Miomys*) sp. Возможно здесь ошибка в подсчете террас, так как IV терраса в других районах Урала четко сопоставляется с рисским оледенением.

В прилегающем с юга бассейне Урала согласно Н. Н. Яхимовичу к нижнему плейстоцену могут относиться только низы аллювиальной серии погребенных долин, а отложения IV террасы, венчающие эту серию связаны с перигляциальным режимом эпохи днепровского оледенения. Здесь погребенные долины врезаны в субаэральные апшерон-нижнеплейстоценовые слои и выполнены 50-метровой толщей полимиктовых галечников, вверх переходящих в пески. Пески и галечники замещаются и частично перекрываются зеленоватыми глинами мощностью 8—15 м с лесостепными спектрами, в которых много пыльцы сосны и ели с остатками *Mammuthus trogontherii* (Pohl.), *Elasmotherium sibiricum* Fish., *Bison priscus* cf. *longicornis* V. Grom., и обильными моллюсками и остракодами. Состав последних указывает на влажный климат с умеренным температурным режимом. Состав остракод и максимум пыльцы хвойных (до 50—70 %) позволяют датировать верхнюю часть аллювия погребенных долин и озерные глины низких междуречий лихвинским временем (Антропоген . . . , 1965).

Сходно построена аллювиальная толща переуглубленных долин западного склона Южного Урала. Здесь толща полимиктовых галечников мощностью от 10 до 50 м перекрывается озерными или старичными глинами с остатками *Elasmotherium sibiricum* Fish., *Mammuthus trogontherii* (Pohl.) и *Bison priscus* cf. *longicornis* V. Grom. (Антропоген. . . , 1965). Верхняя часть этих галечников и глин считается миндель-рисской, хотя климатический оптимум по флоре не установлен.

Таким образом, по результатам разрозненных наблюдений в разных частях Урала, можно заключить, что осадки нижнего плейстоцена, хотя сохранились не повсеместно, но имеют значительную мощность и свидетельствуют о широком развитии равнинных покровных оледенений, мало уступавших максимальному по размаху. Для нижнего плейстоцена характерно, что после начальных этапов преимущественно площадной аккумуляции невысокой интенсивности произошло заложение переуглубленных речных долин близкой к современной конфигурации. Во вторую половину раннего плейстоцена и в миндель-рисское межледниковье в этих долинах происходило констративное накопление мощной серии аллювиальных, озерных, а на севере и морских осадков, продолжавшееся до начала среднеплейстоценового оледенения. Большой размах раннеплейстоценовых оледенений, по-видимому, связан с общим похолоданием и увлажнением климата плейстоцена, о чем свидетельствует полимиктовый состав осадков, исчезновение пестроцветов, постоянное присутствие арктоальпийских растений в межледниковых от-

ложениях. Некоторые признаки аридизации климата отмечаются в осадках ледниковых эпох — например, лёссовидные образования верхней части общесыртовой свиты.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Среднерусский надгоризонт (вишерский и илычский горизонты)

Отложения холодных эпох среднего плейстоцена пользуются широчайшим распространением на Урале. Здесь они объединялись в среднеуральский надгоризонт, к которому относились практически все залегающие с поверхности отложения, кроме осадков двух первых надпойменных террас, поймы, морен горно-долинных оледенений и маломощного верхнего слоя субаэрального покрова междуречий (Стратиграфия. . ., 1965, Лидер, 1976). Весь этот комплекс рельефообразующих осадков сопоставлялся со среднеплейстоценовыми ледниковыми толщами Русской равнины. Такое мнение сложилось под влиянием известной стратиграфической схемы В. И. Громова (1948 г.), согласно которой фауна раннего варианта мамонтового комплекса и первая половина верхнего палеолита синхронизируются с эпохой рисского оледенения.

Однако в указанном объеме среднеуральский надгоризонт вовсе не является аналогом среднерусского, а включает также отложения первой половины верхнего плейстоцена: слои с верхнепалеолитическими культурами и соответствующей фауной млекопитающих. Это доказывается не только данными по ^{14}C об очень молодом возрасте верхнего палеолита и главных террасовых и лёссовых серий соседних регионов (Волков, 1971; Величко; 1973, Цейтлин, 1979; Васильев, 1980; Палеогеография. . ., 1980 и др.), но и пространственно-морфологическими сопоставлениями покровно-ледниковых комплексов Урала, Русской и Западно-Сибирской равнин. Результаты такого сопоставления показывают, что к среднеплейстоценовым ледниковым горизонтам в объеме, принятом для стратиграфических схем европейской части СССР и Западной Сибири можно относить отнюдь не все отложения послелихвинских покровных оледенений Урала, а только те из них, которые слагают видимый рельеф к югу от 65° с. ш. В экстрагляциальной области ледниковым средним плейстоценом соответственно можно считать лишь отложения, залегающие между аллювиально-озерными толщами продолин и накоплениями молодых террас с остатками верхнепалеолитических культур. За верхнюю стратиграфическую границу среднерусского надгоризонта в данном разделе принимается подошва слоев с наиболее теплой палеоклиматической характеристикой — аналогов микулинского межледниковья Русской равнины.

Опорным районом для обоснования среднеплейстоценового ледникового надгоризонта является западный склон Урала от верховьев Камы до Печоры, где хорошо обнажены два рельефообразующих ледниковых комплекса, залегающих на нижнеплейстоцен-лихвинских осадках продолин (см. рис. 3, 4).

Разрез ледниковых отложений среднего плейстоцена лучше всего изучен по правым притокам Верхней Печоры (В. А. Варсанюфьева, 1934 г., 1940 г.; Стратиграфия. . ., 1965; Кузнецова, 1971; Астахов, 1972).

В основании береговых обрывов здесь залегает 10—30-метровая пачка темно-серых, неслоистых, плотных крупнооскольчатых плохо сортированных суглинков, в которых наряду с обломками местных пород часто присутствуют и экзотические валуны. Выше залегает фашиально изменчивая толща ленточных глин, песков, реже галечников мощностью до 30 м. Этот горизонт озерных и флювиогляциальных осадков перекрывается верхней основной мореной мощностью 5—20 м, аналогичной нижней пачке валунных суглинков, но более песчанистой. Разрез венчается в депрессиях 10—20-метровой толщиной слоистых озерных песков,

ленточных глин и валунных суглинков, а на междуречьях — холмистыми скоплениями галечных песков и валунных супесей мощностью до 30—50 м. Обычная мощность среднерусского надгоризонта в предгорьях Северного Урала 30—50 м. Как правило, она такая же и на приуральских равнинах.

Характерно и увеличение мощности до 100 м в глубоких впадинах и на повышенных элементах рельефа в горах Полярного и Северного Урала, на Мужинском Урале, в краевых грядах Верхней Печоры. Типично плащеобразное залегание отложений среднерусского надгоризонта на разных абсолютных отметках: например, от —30 м у восточной границы Северного Урала, по П. П. Генералову (Стратиграфия..., 1965) до +600 м в бассейне р. Тельпос (В. И. Астахов, 1974 г.). При этом полностью сохраняется один и тот же набор фаций: валунные суглинки, флювиогляциальные пески и ленточные глины практически ничем не отличаются на равнине и в горах. Б. И. Гуслицер (1973), исследовавший текстуры валунных суглинков Печоры, обнаружил большое количество гляциодинамических явлений: структур разваления, следов ассимиляции подстилающих пород — от чешуйчатых надвигов до отторженцев юрских глин и меловых песков в теле основной морены. Аналогичные текстуры имеют и среднеплейстоценовые морены Зауралья.

В 60-е годы некоторые исследователи пытались приписать среднеплейстоценовым моренам морское или ледниково-морское происхождение на основании их литологического сходства с якобы морскими отложениями «роговой свиты» Заполярья и единичных находок остатков морских организмов. Предполагалось, что морские бассейны на р. Печоре и в Зауралье существовали одновременно с оледенением хребта, т. е. снос грубообломочного материала всегда происходил с гор. Однако при непосредственном прослеживании морен установили невозможность существования в низменностях каких-либо бассейнов одновременно с оледенением гор, так как в горах отсутствуют следы местного оледенения этого времени, но имеются осадки мощных транзитных ледников с валунами пород равнины (В. И. Астахов, 1974 г.). Из следов горно-долинного оледенения здесь имеются только местные верхнеплейстоценовые морены с валунами метаморфических и интрузивных пород, перекрывающие среднеплейстоценовые аллохтонные толщи. Мощные морены с обломками западносибирских пород залегают и на восточном склоне Урала, облекая склоны с отметками до 400—500 м (Рыжов, 1974).

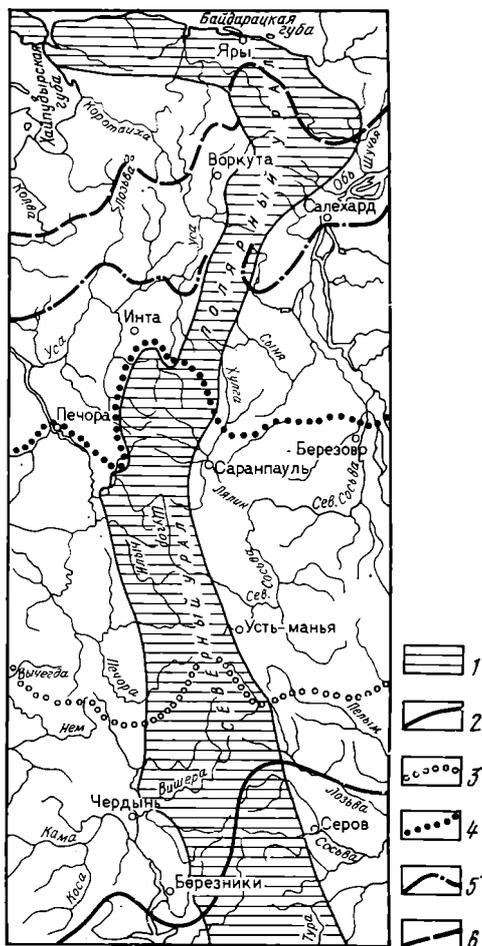


Рис. 4. Южные границы плейстоценовых ледниковых покровов Урала

1 — выступ складчатого палеозоя (Урал и его предгорья); 2—6 — границы оледенений: 2 — максимального, 3 — московского (тазовского), 4 — ранневалдайского (предположительно), 5—6 — поздневалдайского; 5 — максимальный вариант, 6 — по радиоуглеродному датированию подморенных отложений

Использование материалов аэрофотосъемки и изучение разрезов междуречий позволило выявить большое количество ледниково-аккумулятивных форм — краевых гряд, камов и озов, венчающих среднеплейстоценовую толщу (В. И. Астахов, 1972, 1974 г.). Это формы не горно-долинного, а покровного оледенения, которые прослеживаются на юге Печорской низменности, в западных предгорьях и горах Северного Урала, а также на восточном склоне, где переходят в ледниково-аккумулятивный рельеф Сибирских увалов.

По данным спорово-пыльцевого анализа в большинстве случаев в валунных суглинках присутствует пыльца только мезозойских и третичных растений. Изредка встречается небольшое количество четвертичной пыльцы, в основном, берез и польней.

Все эти факты вполне однозначно помогают решить вопрос о происхождении среднеплейстоценовых валунно-суглинистых, песчано-галечных и ленточно-слоистых осадков в результате надвигания на Урал мощных равнинных ледников с шельфа арктических морей (А. С. Лавров, 1973 г.; Астахов, 1978, 1980).

С этим хорошо согласуется и малое содержание валунов скальных пород в среднеплейстоценовых моренах — в 5—25 раз меньше, чем в местной покровной морене верхнего плейстоцена (Кузнецова, 1971).

Хотя на Северном Урале по геоморфологическим и литологическим критериям отчетливо выделяются два среднеплейстоценовых ледниковых комплекса, доказать их палеоклиматическую самостоятельность очень трудно. Подавляющее большинство межморенных слоев представлено типично флювиогляциальными промытыми песками и ленточными глинами, отсутствуют органогенные осадки и фации нормальной аллювия. Приводимые разными авторами спорово-пыльцевые диаграммы по этим осадкам прерывисты или свидетельствуют о таком же составе спор и пыльцы, как и в моренных толщах, т. е. содержится небольшое количество пыльцы берез и сосен, переотложенных широколиственных пород и мезозойско-палеогеновых форм.

Об отложениях среднерусского надгоризонта в пределах широтного течения Печоры и в Заполярье нет ясного представления, в связи с широким распространением маринистских схем. В 30—40-х годах было установлено, что в Большеземельской тундре поверх среднеплейстоценовых морен залегают один или два молодых ледниковых комплекса с бореальными морскими отложениями в подошве (В. В. Коперина, 1933 г.; И. И. Краснов, 1947 г.; Г. А. Чернов, 1947 г.). В 60-х годах ряд воркутинских геологов (К. К. Воллосович, 1966 г.; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966) отнес к неогену и нижнему плейстоцену все четвертичные отложения на низких абсолютных отметках (колвинская свита и «падимейская толща»). Комплекс рельефообразующих осадков Большеземельской тундры соответственно датировался ими средним плейстоценом («роговская свита», «вашуткинская свита»), а к верхнему плейстоцену были отнесены только низкие террасы. Единственным основанием для удревнения рельефообразующей толщи Заполярья послужило литологическое сходство валунных суглинков этих районов и среднеплейстоценовых морен Средней Печоры. Такая корреляция основывалась на гипотезе о морском происхождении этих толщ и залегании одновозрастных валунно-суглинистых пачек на одних и тех же абсолютных отметках на протяжении более 800 км по меридиану (К. К. Воллосович, 1966 г.).

В специальных работах А. Н. Симонов в 1973 г. на разрезах Нижней Печоры установил, что рельефообразующим валунным суглинкам «роговской свиты» свойственны полный набор типичных гляциодинамических текстур, характерная для основных морен выдержанная ориентировка крупных и мелких обломков, а содержащимся в них органическим остаткам — признаки переотложения не только из морских четвертичных, но и из мезозойских пород. Эти отложения слагают холмисто-озерный рельеф с типичными параллельными дугами напорных мо-

рен (Лавров, 1974). Так что «роговская свита» действительно похожа на морены Средней Печоры, как впрочем и на отложения любой другой области покровного оледенения. Однако рельеф Большеземельской тундры отличается гораздо более свежим обликом и значительно меньшей густотой эрозионной сети от рельефа районов южнее Полярного круга. По многочисленным радиоуглеродным датировкам установлен верхневалдайский возраст для верхнего ледникового комплекса севера Большеземельской тундры (Геохронология. . ., 1980).

Таким образом, среднеледниковые ледниковые отложения в Заполярье должны залегать глубоко от поверхности, между среднеколвинскими морскими слоями миндель-рисса и осадками бореальной трансгрессии. К этому интервалу относятся холодные слои верхов колвинской свиты и основная часть «падимейской толщи» В. С. Зархидзе (Вопросы. . ., 1972), представленная валунными суглинками, ленточными глинами, реже песками общей мощностью до 100 м. Выделивший «падимейскую свиту» К. К. Воллосович (1966 г.) отнес к ней залегающие под рельефообразующей валунно-суглинистой толщей Большеземельской тундры слои с бореальной фауной и подстилающие «мореноподобные» отложения. Этот ледниковый горизонт лишь изредка выходит в основаниях глубоких эрозионных врезов и хорошо прослеживается по скважинам, хотя далеко не всегда отделен от вышележащей «роговской свиты» бореальными слоями. Его плащеобразное залегание в интервале абсолютных отметок от -100 до $+100$ м не вызывает сомнения (см. рис. 3).

Для расчленения среднеледниковой ледниковой толщи данных пока не хватает. В. И. Гудина (1976) сделала попытку выделить в падимейской толще интеррисские слои по фораминиферам. Однако бедность фораминифер и встречаемость их в основном в грубокластических осадках говорят скорее в пользу переотложенности этого комплекса. Весьма интересно присутствие в хорейверской скважине 6-метрового прослоя песков, разделяющего «сяттейскую и полярнобугринскую свиты» (Яхимович, Немкова, Семенова, 1973). В песках, залегающих на отметках около -70 м встречено обилие (до 18 тыс. на образец) фораминифер всего трех видов: *Cribronion obscurus* G u d i n a, *Elphidium clavatum* Cushman и *Protelphidium orbiculare* (B r a d y). Этот комплекс И. Н. Семенов считает лагунным (Стратиграфия. . ., 1975). Указанные осадки (если не являются отторженцами) по стратиграфическому положению могут отвечать внутририсскому интерстадиалу (см. рис. 3).

Примерно аналогичная ситуация сложилась и с расчленением мощной (до 300 м) плейстоценовой толщи Полярного Зауралья. Ранее к среднеледниковым ледниково-морским отложениям здесь относилась основная часть видимого и вскрытого в скважинах разреза, сложенная валунными суглинками, ленточными глинами, песками и галечниками («салехардская свита» по Г. И. Лазукову и И. В. Рейнину, 1961 г.). На основании исследований последних лет установлено, что как и «роговская свита» в Предуралье, «салехардская свита» является сборным понятием, объединяющим ледниковые осадки разного возраста, преимущественно верхнеледниковые (Последнее оледенение. . ., 1977). С. А. Архипов с соавторами выделяют в качестве среднеледниковых только осадки, залегающие ниже уровня моря в прадолинах у Полярного круга. При этом к среднему плейстоцену здесь отнесены все валунные суглинки и ленточные глины глубже отметки -20 м и по крайней мере до -140 м. Разделяющую валунные суглинки толщу песков и алевритов в интервале от -30 до -130 м эти исследователи относят к внутририсскому межледниковью по находкам редких угнетенных бореальноарктических фораминифер салекардского комплекса. Соответственно вышележащую пачку валунных суглинков мощностью до 40 м они считают тазовской мореной, а нижележащую толщу фаунистически не охарактеризованных валунных суглинков и перекрывающих ее

суглинков с редкими фораминиферами — самаровской мореной и ледниково-морскими слоями конца максимального оледенения. Ранее Г. И. Лазуков и И. В. Рейнин (1961 г.) считали нижнюю валунно-суглинистую толщу нижнеплейстоценовой «полуйской свитой», а вышележащие алевролиты — миндель-рисской «казымской свитой».

Новая разбивка С. А. Архипова с соавторами аргументируется тем, что обский комплекс фораминифер в Салехардских разрезах не встречен. Миндель-рисские фораминиферы здесь обнаружены только единично, в переотложенном виде, в составе нижней валунно-суглинистой толщи (Последнее оледенение. . ., 1977).

В бассейне широтного течения Северной Сосьвы и на Мужинском Урале к среднему плейстоцену Ю. В. Захаров отнес устьляпинскую толщу моренных суглинков с линзами флювиогляциальных песков и ленточных глин мощностью до 100 м, плащеобразно залегающую в интервале отметок —127—+240 м (Стратиграфия. . ., 1965). Морена, как и водноледниковые отложения мощностью до 50 м, не содержат каких-либо органических остатков *in situ*. Хотя Ю. Ф. Захаров считал эту толщу мореной единого оледенения, в стратиграфической схеме Западно-Сибирской равнины, она расчленена на три свиты: самаровскую, ширтинскую и тазовскую.

Южнее вдоль восточной границы горного сооружения между 61° 20' и 64° с. ш. аналогом устьляпинской толщи является верхняя толща северососьвинского комплекса, по П. П. Генералову, представленная двумя пачками валунных суглинков, которые разделены 5—15-метровым слоем галечников общей мощностью до 100 м. Эта толща плащеобразно залегает на коренных породах и песчано-галечных осадках нижней толщи, выполняющей погребенные долины. По всему разрезу встречены только переотложенные органические остатки. В нижней пачке часты отторженцы подстилающих пород, так что она имеет характер морены напора. Отметки подошвы колеблются от —30 м на равнине до +400 м и более на восточном пьедонте Урала. Сообщающий эти факты П. П. Генералов тем не менее предполагает морской генезис северососьвинского комплекса (Стратиграфия. . ., 1965).

Среднеплейстоценовые морены прослеживаются в бассейне р. Лозьвы, где у г. Ивделя С. Д. Рабинович (1961 г.) описал вдоль тектонического уступа восточной границы кряжа мощный (более 100 м) моренный свал с глыбами местных и западно-сибирских пород на отметках +10 — +130 м.

Южнее стаднальных границ среднего плейстоцена (см. рис. 4) распространены обширные поля песчано-галечных зандров. На западном склоне Урала они переходят в IV надпойменную террасу бассейна р. Чусовой, сложенную, по В. С. Верещагиной, мощными (около 15 м) галечниками с мерзлотными деформациями и комплексом холодоустойчивых пресноводных моллюсков, включая *Pisidium conventus* Cless. (Стратиграфия. . ., 1965).

Ко второй половине среднего плейстоцена обычно относят III докольную террасу левых притоков Камы, сложенную косослоистыми песками, галечниками мощностью 7—8 м, перекрытыми 5—15-метровой толщей лессовидных отложений. В низах ее разреза по спорово-пыльцевым спектрам и семенной флоре реконструируется хвойная тайга современного типа с незначительной примесью широколиственных пород. В верхней, лессовидной части разреза — бедные спектры холодной степи. На р. Каме, у пос. Гремячево, из верхов аллювия Э. А. Вангенгейм определила остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.) (раннего типа?), *Saiga tatarica* L., *Equus caballus* L., *Equus* sp., *Bison priscus* Voj., *Canis lupus* L., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Rangifer tarandus* L. при преобладании костей лошадей (Крапивнер, 1961; Стратиграфия. . ., 1965).

Согласно Р. Б. Крапивнеру и П. П. Генералову перигляциальная часть разреза террасы соответствует московским озерно-ледниковым

слоям Верхне-Печорской равнины на отметках 120—140 м, но В. С. Верещагина относит перигляциальный чехол террасы к калининскому оледенению. А. Н. Степанов 1979 г. установил, что в долинах рек Камского бассейна одинцовские слои залегают лишь в переуглубленных долинах, где имеют мощность 15—25 м и четко разделяются на обычные фации равнинного аллювия. По спорово-пыльцевым спектрам определяется господство сосново-еловых лесов с примесью пихты и березы без четко выраженного оптимума. К одинцовскому времени эти осадки отнесены по своему положению между микулинским аллювием и днепровской мореной. В террасах современных долин описываются только верхнеплейстоценовые осадки (Вопросы..., 1976). Н. Н. Милюкова с зандрами московского оледенения на Верхней Печоре и р. Унье связывает IV террасу, а III террасу относит к микулицко-ранневалдайскому интервалу (Стратиграфия..., 1965).

На восточном склоне Среднего Урала IV терраса, по А. М. Сухонову, также сложена грубым песчано-галечным материалом, содержащим максимальное число неустойчивых к выветриванию минералов, и весьма слабо выражена в рельефе. В ее аллювии известны находки *Equus* sp. (*caballus* aff. *germanicus*), *Bison priscus* aff. *longicornis* (Стратиграфия..., 1965). Ее синхронность среднеплейстоценовому оледенению не вызывает особого сомнения, так как севернее г. Серова эта терраса отсутствует. Кроме того она отчетливо связана с современными долинами, секущими систему меридиональных «мертвых» долин раннего плейстоцена.

На Южном Урале IV терраса изучена плохо, за исключением бассейна Верхнего Урала, где Н. Н. Яхимович установил, что ее осадки венчают разрез нижнеплейстоценового-лихвинского аллювия переуглубленных долин. По данным Н. Н. Яхимовича лихвинские осадки с пыльной хвойных деревьев вверх по разрезу сменяются косослоистыми песками с прослоями глин общей мощностью 10—30 м, которые не только слагают IV террасу, но и плащеобразно покрывают низкие междуречья. В переходных к лихвинским песчано-глинистым слоям обнаружены спорово-пыльцевые спектры с резким преобладанием травянистых растений (Антропоген..., 1965). Образование этих отложений Н. Н. Яхимович связывает с деятельностью сезонно разливавшихся потоков днепровского времени.

В бассейне р. Урала Н. Н. Яхимович считает рисской междуречную толщу делювиальных бурых суглинков с линзами песка и гальки мощностью 10—30 м, не связанную с низкими террасами (Антропоген..., 1965). В других частях внеледниковой области к среднеуральскому горизонту обычно относят основную мощность горных делювиальных шлейфов и лессовидных покровных суглинков, из которых вюрмскими считаются 1,5—2,5-метровой мощности покровные суглинки, лежащие выше верхней погребенной почвы (Лидер, 1976). В такой трактовке сказывается обычное для уральских схем удревнение разреза, при котором покровная толща плохо сопоставляется с лессовыми сериями соседних районов. По нашему мнению большая часть покровных и лессовидных отложений на Урале, как и в других перигляциальных областях, образовалась в позднем плейстоцене (см. ниже).

Таким образом, во внеледниковой области не удастся найти достоверных разрезов с отложениями одинцовско-московского климатического ритма. В ледниковой области отчетливо выделяются два крупных гляциоморфологических комплекса между аналогами лихвинских и микулинских слоев (см. рис. 3), однако, внутририсское межледниковье палеонтологически не доказано. Даже если выделенный, по данным В. И. Гудиной (1976), салемальский комплекс фораминифер окажется образовавшимся *in situ* (что весьма сомнительно ввиду большой мощности и мореноподобного облика вмещающих пород), то характерные для него угнетенность и недоразвитость раковин при преобладании арктических форм не дают оснований для выделения значительного потеп-

ления климата. Похоже на то, что перерыв между днепровской и московской стадиями среднеледниковой оледенения не вызвал заметного для наблюдателя развития аллювиального и озерно-болотного осадконакопления.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Микулинский (родионовский) горизонт

Аналоги микулинских отложений во внеледниковой области изучены плохо. Относительно стратиграфического положения осадков с наиболее теплой палеоклиматической характеристикой на севере также существуют серьезные разногласия. Почти все находки межледниковых торфяников и морских слоев с теплолюбивой фауной приурочены к северной части Предуралья.

Главным стратиграфическим репером Заполярья всегда считались морские осадки бореальной трансгрессии (В. В. Коперина, 1933 г.; И. И. Краснов, 1947 г.; Лаврова, 1949). Однако в 60-е годы в связи с удревнением, по мнению воркутинских геологов, плейстоценового разреза до неогена бореальные осадки перестали рассматриваться как рисс-вюрмские, а их стратиграфическое положение превратилось в проблему. В работах антигляциалистов признаки бореальных отложений можно найти в самых разных интервалах стратиграфической шкалы в виде верхней части «падимейской свиты» (К. К. Воллосович, 1966 г.; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966), «мореюской свиты» (В. С. Зархидзе, Вопросы. . ., 1972) и «циртодариевых слоев» (Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; Вопросы. . ., 1976).

По литературным данным можно заключить, что речь идет о песках небольшой мощности с типично бореальной фауной, залегающих под валунными суглинками в центральной части Большеземельской тундры на минусовых отметках и о мощных (10—40 м) супесях, переходящих в пески с галькой, с обедненной, но также бореальной фауной. Они обнаружены у побережья Печорского моря на более высоких абсолютных отметках. Мощные бореальные отложения, судя по скважинам, поднимаются к северу от 20—30 м на поднятии Чернова до +70 м в Коротаихинской депрессии (Белкин, 1976), что возможно связано с гляциоизостатическим поднятием (см. рис. 3).

Наиболее известен разрез на р. Нядейты-Вис. Согласно К. К. Воллосовичу (1966 г.) здесь под 80-метровой сдвоенной толщей «роговских» валунных суглинков скважиной вскрыты пески с прослоями гравия и гальки и банковыми скоплениями *Saxicava arctica* (L.), *Mytilus edulis* L., обломками *Balanus balanus* (L.) и небольшим количеством *Astarte borealis* (Chemn.), *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* L., *Buccinum undatum* L., *Turritella erosa* South., *Natica clausa* God. et Sow., *Trophonopsis clathratus* (L.) Мощность песков меняется от 3 м в скважине до 15—20 м в соседних обнажениях (абс. отметки 50—55 м). Эти пески вместе с подстилающей пачкой валунных суглинков 15-метровой мощности К. К. Воллосович назвал «падимейской свитой». Лежащие в основании разреза голубоватые супеси с конгломератом в подошве мощностью 33 м, которые содержат остатки *Macoma calcarea* (Chemn.), *Natica* sp., *Astarte borealis* (Chemn.), *A. elliptica* (Brown), *Cardium ciliatum* Fabr., *Leda pernula* (Müll.), *Propeamussium groenlandicum* (Sow.), *Nucula tenuis* (Mont.) и «колвинские фораминиферы», К. К. Воллосович считал колвинской свитой.

По В. С. Зархидзе (Вопросы. . ., 1972), все морские слои здесь падимейские, поскольку разделяющие их валунные суглинки содержат те же фораминиферы, что и нижний морской горизонт. С точки зрения гляциалистов этот разрез проще объяснить залеганием морены между осадками двух трансгрессий. Понятно, что морена может содержать органические остатки из подстилающих слоев.

Однако в ряде случаев глинистые породы, составляющие основной объем «падимейской толщи» (морены и озерно-ледниковые осадки, по мнению автора), содержат другой, не «колвинский», а «падимейский» комплекс фораминифер. Отсюда В. С. Зархидзе делает заключение о том, что в «падимейской толще» может оказаться не один, а два «несомненно морских горизонта» (Вопросы. . ., 1972, с. 65). В качестве такого нижнего «несомненно морского» горизонта этот автор рассматривает маломощные пески с обильными раковинами *Cyrtodaria jentiseae* S a c h s, *Serripes groenlandicus* C h e m n., *Mya truncata* L., *Cyprina islandica* L., описанные Е. П. Бойцовой под мореной в верховьях р. Лаи. В аналогичной позиции комплекс циртодариевой фауны описал в 1953 г. В. И. Устрицкий у подножья Пай-Хоя (р. Янгарей) на отметке 19 м, т. е. значительно ниже обычного положения бореальных слоев в этих местах. Прослой песков со сходной фауной встречен в скважине на притоке р. Адзвы — р. Подвэр-Ю на глубине 122 м, отметка —24 м (Вопросы. . ., 1972).

На южном побережье Хайпудырской губы бореальные отложения описывал В. С. Зархидзе под наименованием «мореюской свиты», в которую он выделял буро-серые супеси мощностью 3—4 м с *Cyprina islandica* L., *Astarte borealis* C h e m n., *A. elliptica* B r o w n., *Macoma calcarea* C h e m n., *M. baltica* L., *Mya truncata* L., *Mytilus edulis* L., *Mactra elliptica* B r o w n., *Natica clausa* B o d e t S o w. и др. В. С. Зархидзе полагает, что этой свитой сложена 100-метровая терраса, прислоненная к «роговской свите» (Вопросы. . ., 1972). Это предположение полностью противоречит свидетельствам других авторов о положении бореальных слоев в разрезе и последним данным о позднеледниковом — голоценовом возрасте террас Большеземельской тундры (Лавров, Арсланов, 1977). Эти авторы для верхов мореюской террасы приводят даты по ^{14}C , соответствующие 8—9 тыс. лет назад. Если учесть, что В. С. Зархидзе относит к «мореюской свите» не только супеси с фауной, но и перекрывающие фаунистически не охарактеризованные пески и валунные суглинки (Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966), становится ясным залегание бореальных слоев вместе с верхней мореной в цоколе позднеледниковой озерной террасы.

В бассейнах рек Морею и Сарембойяхе, по М. С. Калецкой, бореальная толща представлена сине-серыми супесями, в верхах разреза переходящими в пески с волноприбойной рябью и венчающие их галечники общей мощностью 30 м. Фауна однообразная, в основном, астарты и *Macoma calcarea* (C h e m n.), обломки *Cyprina islandica* L. и *Neptunea* sp. Вверх по разрезу спорово-пыльцевые спектры березово-сосновых лесов сменяются спектрами темнохвойной тайги (верхний максимум ели) и вновь березово-сосновых лесов при полном обеднении флоры вверх (Стратиграфия. . ., 1965).

Действительно ли в Большеземельской тундре над колвинскими слоями залегают еще два горизонта межморенных морских отложений, как это провизорно показано на рис. 3, или это все те же бореальные слои, отторгнутые и растащенные ледниками по разрезу — уверенно сказать пока нельзя.

В Полярном Зауралье бореальная малакофауна практически неизвестна. Выделяемые Г. И. Лазуковым (1970) в качестве бореальных осадки, лежащие выше уреза Оби у г. Салехарда, не имеют соответствующей палеонтологической характеристики, а по текстуре ничем не отличаются от озерно-ледниковых отложений. Поэтому С. А. Архипов и соавторы (Последнее оледенение. . ., 1977) рассматривают как отложение ресс-вюрмского межледниковья песчаный аллювий погребенной долины Оби в интервале отметок от —50 до —10 м. По результатам бурения предполагается, что этот аллювий вверх по разрезу переходит в 10—15-метровую пачку морских глин, суглинков и песков с обедненным казанцевским комплексом фораминифер (по В. И. Гудиной). Вы-

ше залегает мощная (до 100 м) толща верхнеплейстоценовых ледниковых и интерстадиальных отложений.

Стратотипическим районом для микулинского горизонта в континентальных фациях, по-видимому, надо считать среднее течение Печоры. Здесь начиная от д. Родионово ниже г. Печоры между двумя верхними моренными горизонтами прослеживается пачка аллювиальных и озерно-болотных осадков. В опорном разрезе в 5—6 км ниже д. Родионово торфяник мощностью 3,4 м залегает в 8—9-метровой пачке межморенных глин и алевроитов. В спорово-пыльцевых диаграммах Э. И. Лосева и Д. А. Дурягина (1973) выделяют два характерных пика ели, а между ними в торфянике отмечают преобладание пыльцы древовидной березы со значительной примесью пихты и ольхи, а также единичные зерна пыльцы широколиственных пород. Эти авторы предположительно считают этот разрез одинцовским, однако, ранее группа палинологов приводила эту диаграмму как пример стандартной микулинской для Северо-Востока Русской равнины (Писарева и др., 1966).

Последнее мнение основано на том, что результаты спорово-пыльцевого анализа подтверждают реконструкцию природной зональности микулинского времени. Оно кажется более обоснованным, так как родионовский разрез теперь располагается в зоне разреженной северной тайги, а современная область интенсивного торфонакопления при существенном участии ольхи и пихты в древостоях находится значительно южнее (примерно на 400—500 км). Аналогичные диаграммы приводятся выше по течению Печоры и другими исследователями, выделяющими микулинские межледниковые слои (Кузнецова, 1971).

Б. И. Гуслицер и Э. И. Лосева (1979) считают микулинским торфяник в основании 16—20-метровой террасы р. Усы у д. Освань, в котором содержание древесной пыльцы с единичными зернами широколиственных достигает 92 %. В верхней части торфяника дата по ^{14}C показывает более 52 000 лет назад.

Однако межморенные осадки с прослоями торфа и стволами деревьев в с. Кипиево на Печоре Б. И. Гуслицер относит уже к одинцовскому межледниковью на том основании, что в перекрывающих подморенных песках с криотурбациями обнаружены кости и зубы леммингов *Dicrostonyx* ex gr. *simplicior* Feifag и *Lemmus* cf. *lemmus* L., определенных А. К. Агаджаняном. Эта фауна аналогичная фауне из подморенных песков Лихвина и Черменина, но содержит больше зубов прогрессивных морфотипов и, по Б. И. Гуслицеру, должна быть ранне-московской (Гуслицер, 1973).

Не говоря уже о сомнительности столь точной датировки по слабо уловимым вариациям строения зубов одного и того же вида, одинцовскому возрасту подстилающих отложений не соответствует их очень теплая палеоклиматическая характеристика. Здесь на шоколадных глинах с крупными унионидами залегают тонкие пески и алевроиты с торфом и стволами деревьев, содержащие пыльцу древесных пород (до 93 %) с примесью пыльцы ольхи, пихты и лещины, а также семена *Ajuga reptans* L. Последнее растение сейчас встречается только в 450 км южнее. Стволы деревьев отличаются огромным приростом годичных колец (Гуслицер, 1973). Даты по ^{14}C из этого слоя $28\,580 \pm 500$ и $24\,975 \pm 165$ Б. Гуслицер считает омоложенными из-за воздействия грунтовых вод. Радиоуглеродному определению по ^{14}C , противоречит и дата по вязкой намагниченности из верхней морены, равная $63\,200 \pm 82\,000$ лет назад (Геохронология... 1974).

Микулинским по всей видимости является торфяник, обнаруженный под верхней мореной на р. Бол. Инте. В его спорово-пыльцевых спектрах преобладает древовидная береза, а не обычная для голоценовых спектров ель, причем пыльцы ольхи менее 11—12 %, дуба, вяза и орешника по 1 % (Т. Н. Пономарев, А. А. Чернов, 1929 г.). В районе Воркуты континентальные отложения микулинского времени представлены 40-метровой толщиной песков, глин и алевроитов с иглами, шишка-

ми и стволами хвойных деревьев, залегающей в основании песчано-галечной «дозмерской свиты» (Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966).

Южнее отложения микулинского горизонта изучены слабо. Палеоклиматическая характеристика имеется для аллювия р. Вишерки на Печоро-Камском междуречье, слагающего, по мнению А. Н. Степанова, основание озерной террасы с отметками 128—132 м. Мощность русловых песков и галечников 13—18 м. По спорово-пыльцевой диаграмме выделяется нижняя фаза развития темнохвойных лесов с содержанием пыльцы широколиственных пород до 19 % и ольхи до 13 % и верхняя фаза сосново-еловых лесов с примесью широколиственных. Диаграмма очевидно неполная (Вопросы..., 1976). В 1974 г. А. Н. Степанов отметил появление пресноводной малакофауны в этих осадках (моллюсков нет в домикулинских отложениях) и 32 новых вида пресноводных диатомей. Всего в микулинском аллювии найден 61 вид диатомовых водорослей, в то время как в нижнем — среднем плейстоцене их не более 25, а в конце верхнего только 4. Эти данные вполне согласуются с представлением об абсолютном (для уральского плейстоцена) термическом максимуме в ресс-вюрмское межледниковье.

Вероятно, микулинскими являются торфяники и старичные отложения III террасы Камы у с. Слудки, залегающие на русловых галечниках и перекрытых 15-метровой толщей перигляциального аллювия. По Г. И. Горецкому, это предположительно среднеплейстоценовые отложения типа лихвинских или рославльских. Однако в семенной флоре здесь нет ни экзотов, ни *Selaginella selaginoides* L., а в спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных с господством ели. В торфянике 2—9,5 % пыльцы термофильных растений: дуба, вяза, липы, клена, орешника и даже граба, что свидетельствует о более теплом, по сравнению с современным, климате (Г. И. Горецкий, 1964 г.).

В низовьях р. Чусовой климатический оптимум зарегистрирован по спорово-пыльцевым данным также в разрезе III террасы. В основании ее в синих глинах, в мореноподобных суглинках и в галечниках (В. И. Громов, 1948 г.) обнаружены спектры степного типа. Вышележащие глины содержат пыльцу преимущественно широколиственных пород: липы, орешника, дуба, вяза при содержании хвойных не более 20 %. Старичный аллювий венчается торфяником с преобладанием пыльцы ели и сосны (Р. Е. Гитерман, 1962 г.). Верх террасы сложены 5—15-метровым слоем лессовидных осадков, которые В. С. Верещагина считает калининскими (Стратиграфия..., 1965). В. И. Громов, который для нижней части III террасы р. Чусовой указал на находки костей хазарской фауны *Mammuthus* (?) sp., *Megaceros* (?) sp., *Saiga tatarica* L., а также мустьерского остроконечника, относил синеватые глины к лихвинским отложениям. Однако находка мустьерского орудия в свете современных представлений о возрасте среднего палеолита и палеонтологические данные подтверждают датировку террасы верхним плейстоценом. Аллювий, очевидно, микулинский, а подстилающие мореноподобные суглинки — скорее всего солифлюксионного происхождения.

В горной полосе торфяники с теплолюбивой семенной флорой были обнаружены в 1941 г. И. И. Красновым в старичных глинах III террасы правого притока Чусовой — р. Сылвицы под делювиальным шлейфом с «глыбовым горизонтом». Здесь эта терраса имеет высоту 40—50 м над рекой при мощности четвертичных отложений 13 м. На восточном склоне Среднего Урала она также докольная, но высота ее 13—24 м, а в Зауралье 17—30 м. А. М. Сухоруков указывает на присутствие двух валунных горизонтов в составе руслового аллювия этой террасы, которую он называет исетской. В Зауралье на р. Нице в нижней части разреза III террасы В. Д. Тарноградский, а также А. М. Сухоруков собрали остатки *Mammuthus* sp., *Coelodonta* sp., *Equus caballus* cf. *chosaricus* V. Grom., *E. caballus* subsp., *Megaloceros* sp., *Mammuthus primigenius* (Blum.) ранней формы. На этом основании

А. М. Сухоруков датирует III террасу второй половиной среднего плейстоцена (Стратиграфия... , 1965).

На Среднем и Южном Урале большинство авторов к микулинскому горизонту условно относит низы разреза II надпойменной (камышловской) террасы (Стратиграфия... , 1965; Антропоген... , 1965). Однако палеоботанические доказательства климатического оптимума отсутствуют. Сосново-березовые спектры с примесью широколиственных пород, остракоды хвалынского типа, обильная териофауна мамонтового комплекса, упоминаемая В. В. Стефановским в 1975 г. и другими исследователями (Кайнозой... , 1970) очевидно не могут свидетельствовать о климате теплее современного. На более молодой, средне-поздневалдайский возраст II террасы указывают и верхнепалеолитические стоянки на реках Чусовой и Белой. Поэтому исследователи плейстоцена Среднего и Южного Урала не находят ярко выраженных аналогов микулинского горизонта. В. Л. Яхимович и А. А. Чигурьева полагают, что в разрезе II террасы можно видеть только верхнюю, переходную к ранневалдайскому похолоданию часть микулинского горизонта (Кайнозой... , 1970). Микулинские межледниковые осадки скорее всего следует искать все же в разрезе III (исетской) террасы (Зубаков, 1972). Это подтверждается обнаружением торфяников с межледниковой флорой в слоях III террасы бассейнов Камы и Чусовой.

Для аллювия III террасы (одинцовский горизонт, по В. Л. Яхимович) на Южном Урале известны находки остатков млекопитающих ранней стадии верхнепалеолитического комплекса, выделенного В. И. Громовым *Mammuthus primigenius* (Blum.) — ранняя форма, *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), крупных *Equus* sp., *Bos* sp., *Alces alces* L., *Cervus* sp., *Mammuthus* aff. *chosaricus* Dubrovo (Кайнозой... , 1970). В. Л. Яхимович одинцовскими считала также осадки нижней части II террасы Белой с костями *Bos* sp., *Cervus* sp., очень крупных *Equus* sp. и ориньякскими (по О. Н. Бадеру) орудиями, которые по современным представлениям о возрасте палеолита являются заведомо верхнеплейстоценовыми. С учетом того, что верхнехазарские слои теперь уверенно сопоставляются с микулинскими (Васильев, 1980) и что возраст двух нижних надпойменных террас средне-верхневалдайский, видимо, можно предположить соответствие руслового аллювия III террасы Южного Урала части микулинского горизонта.

Нижневалдайский (усинский) горизонт

До сих пор аналогом нижневалдайских (калининских) ледниковых слоев на Урале считался ханмейский горизонт (Стратиграфия... , 1965; Унифицированные... , 1980). Поскольку в указанных стратиграфических схемах «ханмейский горизонт» помещался выше слоев с ориньякскими культурами на основании описания разрезов на Чусовой (стоянка Талицкого) и Белой (Горново), он в таком объеме очевидно, не может считаться синхронным нижневалдайскому горизонту европейской схемы. Более реальные аналоги нижнего валдая можно найти в современных работах, посвященных расчленению ледниковых толщ Севера. Обобщение результатов работ А. С. Лаврова с соавторами, Л. А. Кузнецовой, С. А. Архипова с соавторами, а также данных бурения ряда организаций показывает, что севернее 65° с.ш. бореальные морские слои и их континентальные аналоги перекрываются мощной (до 100 м) толщей валунных суглинков, песков и ленточных глин, которые должны быть отнесены к валдайскому надгоризонту (см. рис. 3). Эта толща, содержащая, по А. Н. Симонову (1973), разрозненные остатки бореальных моллюсков, четвертичных, третичных и мезозойских фораминифер, спор и пыльцы воркутинскими геологами считается морской «роговской свитой» (Волосович, 1966, Белкин и др., 1966).

«Роговской свите» в объеме двух горизонтов валунных суглинков и разделяющих песков и глин приписывается рельефообразующее зна-

чение для всего Печорского бассейна (К. К. Воллосович, 1966 г.; Вопросы. . ., 1976). В такой трактовке это подразделение объединяет не только ледниковые отложения разных генераций, но и голоценовые осадки (Лавров, Арсланов, 1977). Эти исследователи справедливо считают «роговскую свиту» эклектическим собранием геологических разрезов. . . При выделении подобных свит не учитывалось характерное для покровно-ледниковых формаций чешуеобразное (черепитчатое) строение (Астахов, 1980). Условия залегания и географическое распространение ледниковых комплексов Печорского Предуралья понятны из рис. 3 и рис. 4.

Валдайский возраст «роговской свиты» Большеземельской тундры доказывается не только ее залеганием на слоях с бореальной фауной (см. рис. 3), но и серией конечных дат по ^{14}C , полученных из межморенных слоев (Геохронология. . ., 1980). Работы А. С. Лаврова подтвердили мнение разных исследователей Большеземельской тундры о вюрмском возрасте верхнего ледникового комплекса Заполярья (В. В. Коперина, 1933 г.; И. И. Краснов, 1947 г.; А. Г. Чернов, 1947 г.) и доказали его происхождение в результате надвигания равнинных ледников из акватории Баренцева моря (А. С. Лавров, 1973 г., 1974).

По имеющимся данным и на севере Урала выделяют ледниковые аналоги нижневалдайского горизонта в объеме слоев, залегающих непосредственно ниже осадков с конечными радиоуглеродными датами по ^{14}C . На Средней Печоре их стратиграфическое положение определяется налеганием валунных суглинков на родионовский торфяник. Наиболее полные разрезы нижневалдайского ледникового комплекса в фациях краевой морены приводятся Л. А. Кузнецовой (1971) на правом берегу Печоры по рекам Мал. Аранец и Бол. Козлаю. Здесь на мощной среднеплейстоценовой морене и микулинских отложениях залегает 20-метровая пачка валунных суглинков, замещающихся по простиранию песками с галькой и перекрытых слоем абляционного галечника. Этот моренный комплекс образует холмы и гряды северо-западного простирания вдоль р. Бол. Сыни, хорошо заметные на космических снимках. По их несогласному налеганию на выступы западно-уральского палеозоя и гряды Чернышева определяется движение льда с северо-востока вдоль хр. Обеиз (Палеогеография. . ., 1980). Мощность ледникового комплекса в краевых грядах на междуречье Печора — Бол. Сыня достигает 100 м, а к юго-западу до Печоры распространяется поле флювиогляциальных песков с галькой, переходящих на поверхность высокой террасы Печоры (Кузнецова, 1971).

О том, что во время этого оледенения Приполярный Урал являлся одним из его главных центров свидетельствуют повышенное содержание валунов в морене (в 5—25 раз больше по сравнению со среднеплейстоценовым комплексом) и отчетливая в северо-восточном направлении их ориентировка (Кузнецова, 1971). Это подтверждается исследованиями Г. А. Чернова (1974) в горах Приполярного Урала, где для верхней грубовалунной морены устанавливается движение льда на запад, а затем после слияния с северными ледниками в бассейне р. Вангыр — на юг, вдоль Урала. Г. А. Чернов по традиции считает верхнюю покровную морену московской, не приводя, однако, аргументов в пользу такой корреляции.

Б. И. Гуслицер и А. С. Лавров также считают, что московская морена залегает на родионовском торфянике. В. Л. Яхимович с соавторами (1973) и другие сторонники представлений о ледово-морском генезисе полагают, что в широтном течении Средней Печоры валунные суглинки береговых обнажений являются морскими отложениями «нерцетской» или нижней части «роговской свиты» и параллелизуют их с днепровским или даже раннеплейстоценовым оледенением. Единственным палеонтологическим доказательством среднеплейстоценового возраста основной морены гряды Чернышева и широтного течения рек Печоры и Усы является указанная В. С. Зархидзе и И. Н. Семеновым

находка костей *Mammuthus cf. trogontherii* (Pohl.) — определение Л. И. Алексеевой — в подморенных песках вблизи уреза р. Макарихи (Вопросы. . ., 1972).

Однако по этому названию трудно судить о каком слоне идет речь. Вполне возможно, что кости принадлежат к виду *Mammuthus chosaticus* Dubrov. Заметим, что точно неизвестны и условия залегания костеносных песков на р. Макарихе.

Помимо микулинских спорово-пыльцевых спектров в подморенных отложениях, косвенное указание на ранневалдайский возраст морены, расположенной в широтном течении Печоры и нижнем Усы, дает состав перетолженных органических остатков. Так, по данным Р. Б. Крапивнера, в этой морене, которую он относит к морской «чулейской свите», встречаются теплолюбивые фораминиферы 55 видов, а западнее у устьев рек Ижмы и Цильмы — и раковины бореальных моллюсков, включая *Cardium edule* L. (Вопросы. . ., 1976). Р. Б. Крапивнер указывает также на то, что валунные суглинки этого горизонта исчезают из разреза и замещаются ленточными глинами и песками выше г. Печоры, что хорошо согласуется с положением южной границы первого позднеплейстоценового оледенения, установленной по космическим снимкам (Палеогеография. . ., 1980).

Вверх по Печоре аналоги ранневалдайского горизонта прослеживаются в разрезе IV террасы на отметке поверхности около 100 м в виде подпрудноозерных песков и супесей небольшой (первые метры) мощности. На север она тянется по р. Усе, где у ст. Абезь ее отложения замещаются и перекрываются валунно-галечными краевыми образованиями, которые относятся к мощной системе крупных напорных гряд у Полярного круга, включая Лайско-Адзвинскую двойную моренную дугу (Лавров, 1974). На этом основании А. С. Лавров, считавший эту террасу микулинско-ранневалдайской, проводил границу первого позднеплейстоценового оледенения по крупным грядам у Полярного круга, в 150 км севернее г. Печоры. Позднее он переменял точку зрения, отказавшись от выделения ранневалдайского оледенения и отнес 100-метровую террасу и краевые образования у Полярного круга к поздневалдайской ледниковой эпохе (Лавров, Арсланов, 1977). Следует отметить, что материал, приведенный в последней работе Х. А. Арсланова, А. С. Лаврова и др. (Геохронология. . ., 1980) не дает оснований для омоложения этих осадков, так как подморенные конечные датировки по ^{14}C получены только для самого северного пояса краевых морен, протягивающегося примерно вдоль $67^{\circ} 30'$ с. ш. С его поздневалдайским возрастом хорошо согласуются водораздельное положение и повышенная плотность озер. Соответственно расположенные южнее Лайско-Адзвинские гряды, Роговской амфитеатр и широтные моренные валы в устье р. Воркуты (Палеогеография. . ., 1980, Астахов, 1980) вполне могут оказаться ранневалдайскими, тем более, что в этой зоне нередко встречаются покровные суглинки мощностью 3—5 м. Во всяком случае, прямых доказательств более молодого возраста главного пояса краевых образований Большеземельской тундры, не имеется.

В Полярном Зауралье аналоги ранневалдайского горизонта описаны С. А. Архиповым с соавторами как «нижнезырянская» морена района Салехарда и левобережья Оби. Это валунные суглинки и ассоциирующие с ними пески и супеси с многочисленными ксенолитами подстилающих пород, иногда перекрытые завалунными супесями абляционной морены. Они залегают обычно в интервале от минус 10—16 м до плюс 20—26 м на Оби, поднимаясь до 300 м на Мужинском Урале (Последнее оледенение. . ., 1977). Эти исследователи указывают на распространение «нижнезырянской» морены к югу до низовьев Сев. Сосьвы.

За пределами покровного оледенения ранневалдайскими могут быть слабо выраженные в рельефе морены горно-долинных ледников запад-

ного склона Северного Урала, не опускающиеся ниже 300-й горизонтали (В. А. Лидер, 1969 г.), а также наиболее выдвинутые морены высоких горных узлов Среднего и Южного Урала, описанные В. Д. Дибнером (1953 г.), А. А. Колоколовым и К. А. Львовым (1945 г.). Сведения о возрасте этих морен отсутствуют, но по степени сохранности можно предположить их принадлежность к верхнему плейстоцену (Лидер, 1976).

По положению в разрезе ранневалдайской должна быть нижняя часть сложно построенного комплекса перигляциальных отложений III надпойменной террасы мощностью около 20 м. Он представлен слоистыми супесями и песками аллювиально-делювиального типа на равнинах, покровными суглинками с прослоями делювиально-солифлюкционных щелнисто-глыбовых отложений в горах и предгорьях (Стратиграфия..., 1965; Антропоген..., 1965). В верхах аллювия III террасы В. С. Верещагина и П. П. Генералов на западном склоне Среднего и Северного Урала отмечают следы мерзлотных деформаций солифлюкционного типа и костные остатки млекопитающих ранней стадии мамонтового комплекса, включая раннюю и переходную форму мамонта и большое количество костей степных видов животных — лошадей, сайги (Стратиграфия..., 1965). С составом фауны, в которую кроме степняков, входят северный олень, шерстистый носорог и мамонт; хорошо согласуются спорово-пыльцевые спектры холодной степи (Крапивнер, 1961).

В верхней части разреза III террасы Южного Урала, по А. А. Чигуряевой и В. Л. Яхимович, в лёссовидных суглинках с прерывистыми горизонтами погребенных почв споры и пыльца встречаются редко и принадлежат степным растениям. Только в горной части отмечаются обедненные лесные спектры с повышенным содержанием пыльцы ели и уменьшенным количеством пыльцы сосны вверх по разрезу. В Башкирском Предуралье, по данным Н. П. Яхимович, с 20—25-метровой толщей желтовато-бурых суглинков верхов III террасы связаны находки позднемустьерской фауны *Coelodonta antiquitatis* (Витт.) и *Mammuthus* близкого к раннему моменту (Антропоген..., 1965).

Для горной части Среднего и Южного Урала характерными являются мощные шлейфы коллювиально-солифлюкционных отложений с двумя глыбовыми горизонтами. В Новобакальском карьере толща глинистых склоновых отложений имеет мощность около 35 м. На глубине 25 м вблизи кровли нижнего глыбового горизонта встречен комплекс остракод, из которых *Eucypris famosa* Schп. известна только из аллювия III террасы (Лидер, 1976). По В. А. Лидеру, эти осадки относятся к среднеуральскому надгоризонту, по принятой в данном разделе схеме — к валдайскому. Возможно, нижний глыбовый горизонт отвечает ранневалдайскому похолоданию.

Средневалдайский (печорский) горизонт

Лучше всего средневалдайские отложения изучены в Полярном Предуралье благодаря работам Х. А. Арсланова и А. С. Лаврова с соавторами (Геохронология..., 1980). Эти исследователи в северной части Большеземельской тундры описали на абс. отметках 30—75 м под верхней мореной ряд разрезов аллювиальных отложений, переходящих вверх в озерные. В аллювии выделяются старичные суглинки и супеси с линзами торфа и русловые пески. По данным спорово-пыльцевого анализа и датировкам по ¹⁴C выделяются четыре интервала разреза (тыс. лет назад): 1) 48—45,5, 2) 45,5—42,5, 2) 42,5—38 и 4) моложе 38.

В первом интервале зафиксированы лесные спектры с преобладанием пыльцы ели даже у побережья Баренцева моря (разрез на р. Черной), что свидетельствует о межледниковых условиях. Второй интервал

по преобладанию полярных группировок и ерниковых тундр характеризуется резким ухудшением климата. Для третьего интервала реконструируется смешанная растительность перигляциальной гиперзоны с эпизодическим появлением лесных формаций. В четвертом интервале вновь отмечаются следы безлесных ландшафтов из ерниковых тундр и полярных ассоциаций. Предполагается новое потепление в конце этого интервала. Озерные отложения, перекрывающие аллювий на низких абсолютных отметках, Х. А. Арсланов и А. С. Лавров связывают с наступлением поздневалдайского ледника.

Отложения, синхронные средневалдайскому горизонту, недавно установил и у восточной границы Полярного Урала в районе г. Салехарда С. А. Архипов с соавторами (Последнее оледенение... , 1977). Эти исследователи выделяют «среднезырянский сложный межстадиал» в объеме «харсоимского», лохподгортского и «каргинского» подгоризонтов (интерстадиалов и стадиалов). Подробнее схема С. А. Архипова описана в разделе «Западная Сибирь».

Южнее Полярного круга средний валдай представлен культурным слоем ориньякско-солютрейской стоянки «Бызовая» на Печоре около 65° с. ш. Он устанавливается в основании галечного аллювия 22-метровой цокольной террасы, абсолютные отметки поверхности которой около 60 м (Канивец, 1976). Спорово-пыльцевые спектры содержат более 60 % пыльцы древесных пород, среди которой абсолютно преобладает пыльца ели, что говорит о климате не хуже современного. Первая радиоуглеродная дата оказалась заниженной ($18\,320 \pm 280$ лет назад), вторая датировка по кости мамонта в Тартусской лаборатории соответствовала значению $24\,450 \pm 380$ лет назад (Б. И. Гуслицер, А. И. Лийва, 1972 г.). Это согласуется с мнением В. И. Канивца (1976) о паудорфском возрасте бызовской культуры, которая по инвентарю идентична стоянке Костенки I. Согласно В. И. Канивцу на стоянке «Бызовой» найдено более 2000 костей млекопитающих, из которых подавляющее большинство принадлежит крупным мамонтам позднего типа, а остальное — шерстистому носорогу, северному оленю, лошади, волку, овцебыку и медведю. По данным Б. И. Гуслицера, палеолит этой стоянки перекрывается ритмично слоистой толщей песков и супесей мощностью 10—12 м (Б. И. Гуслицер, А. И. Лийва, 1972 г.), которые, по-видимому, являются подпрудно-озерными осадками поздневалдайского времени.

Верхнепалеолитическая стоянка примерно того же возраста описана на Верхней Печоре в пещере Медвежьей. Культурные остатки залегают в маломощном слое щебенчатого суглинка под крупноглыбовыми продуктами морозной десквамации. В этом слое содержится большое количество остатков мамонта, шерстистого носорога, пещерного медведя, сайги, лошади, северного оленя, а также типично лесных представителей — соболя, бобра, белки, рябчика и др., вместе с угольками ели и кедра. В костеносном слое Уньинской пещеры выделены лесные спорово-пыльцевые спектры с преобладанием березы и большим количеством пыльцы полярники, характеризующие прохладный интерстадиал вюрма (паудорф по Б. И. Гуслицеру и В. И. Канивцу, 1965 г.).

Рядом с д. Бызовой на Печоре имеется очень интересный многослойный археологический памятник «Крутая гора». Культурные слои, описаны в монографии В. И. Канивца (1976) залегают здесь в песках ложкового аллювия, вложенного в осадки 80-метровой террасы. Последняя, как отмечалось выше, скорее всего ранневалдайская. Средневалдайский возраст ложкового аллювия подтверждается тем, что в его толще над слоем развитого мустье (34 каменных орудия) залегают горизонты с позднемустьерскими, а в 4—5 м выше по разрезу — с типично верхнепалеолитическими (ориньякоидными) орудиями. Однако Б. И. Гуслицер (1976) сомневается в существовании этого памятника и полагает, что многочисленные артефакты «Крутой горы» могут оказаться «переотложенными».

Еще южнее верхнепалеолитические слои (стоянка Талицкого) описаны в разрезе II террасы низовьев р. Чусовой (В. И. Громов, 1948 г.). Здесь культурный слой залегает под 12-метровой толщей перигляциальных суглинков и песков вместе с остатками *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus (Eguus) sp.*, *Rangifer tarandus* (L.), *Alopex lagopus* L., *Lepus sp.*, *Microtus oeconomus* L., *Dicrostonyx torquatus* Pall.

Наконец, в Башкирском Предуралье на р. Белой ориньякские (по О. Н. Бадеру) орудия были найдены вместе с костями *Bos sp.*, *Cervus sp.* и очень крупных *Equus sp.* в синеватой глине II террасы высотой 20—22 м у д. Горново. На этих глинах залегает илы с укорененными еловыми пнями, перекрытые 13-метровой толщей лессовидных суглинков. По пням вначале была получена дата (лет назад) $21\,280 \pm 550$ (Ленинградское отделение Ин-та археологии), позже $29\,700 \pm 1250$ (Гейдельбергская лаборатория) и $28\,800 \pm 125$ Kit (Башкирск. ФАН СССР). В костеносном слое В. К. Немкова определила древесные спектры с господством ели, которые вниз по разрезу глин мощностью 7,5 м сменяются резко выраженными спектрами перигляциальной степи с преобладанием маревых, полыней и галофитов. В основании террасы залегают аллювиальные пески и галечники с макроостатками *Picea excelsa* L., *Carex sp.*, *Scirpus lacustris* L., *Alnus sp.*, *Salix sp.*, *Polygonum aviculare* L., *Silene inflata* Sm., *Corispermum nitidum* (Антропоген., 1965; Геохронология... , 1974 г.). Этот разрез совершенно аналогичен разрезам II (III по другому счету) террасы бассейна Оби. В липовском обнажении на р. Тобол из горизонта с укорененными пнями в разных лабораториях получены три даты по ^{14}C порядка 30—31 000 лет назад (И. А. Волков, 1973 г.).

На восточном склоне Урала II терраса камышловская, по А. П. Сигову, заметно снижается. Ее высота здесь как правило менее 8—12 м, а чехол лессовидных суглинков и супесей не более 2—3 м. В песчано-галечном перстративном аллювии мощностью около 10—15 м часто встречаются крупные линзы синеватых и темно-серых старичных глин. Эти глины обычно обнажаются в урезах рек (Е. Н. Щукина, 1948 г.; Стратиграфия... , 1965). В русловом аллювии, по Е. Н. Щукиной, А. М. Сухорукову и В. А. Лидеру, встречаются остатки мамонтов не только позднего, но также раннего и переходного типов, а по В. В. Стефановскому — только поздней формы. А. М. Сухоруков и В. В. Стефановский указывают на степные спектры с обилием маревых в старичных глинах и верхней части руслового аллювия. По Е. Н. Щукиной в черных глинах основания II террасы Среднего Урала обнаружены богатые лесные спектры с преобладанием сосны и примесью ольхи. В Южном Зауралье, по В. В. Стефановскому, в низах разреза известны спектры сосново-березового леса с примесью липы и орешника. Он же приводит из зеленовато-серых глин камышловской террасы список собранных А. П. Сиговым и определенных И. Д. Данилевским пресноводных моллюсков, отражающих условия, близкие к бореальному периоду голоцена (Стратиграфия... , 1965; Лидер, 1976).

Нельзя исключить, что в качестве II надпойменной разными авторами рассматриваются разные террасы. Во всяком случае П. П. Генералов (Стратиграфия... , 1975) полагает, что II терраса р. Лозьвы с мамонтами позднего типа вложена в камышловскую террасу, по А. М. Сухорукову, т. е. является аналогом I террасы Среднего Урала.

В осадках II террасы р. Верхней Алабуги (приток р. Тобол) найдены остатки грызунов: *Ochotona pusilla* Pall., *Citellus sp.* (cf. *pygmaeus* Pall.), *Alactaga sp.* (cf. *jaculus* Pall.), *Cricetulus sp.*, *Arvicola terrestris* L., *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pall., *M. cf. gregalis* Pall., *Lagurus lagurus* Pall., *Eolagurus luteus* Eversm., *Ellobius sp.*, *Microtinae* — без корней, цементные и бесцементные (В. В. Стефановский, 1975 г.). Этот комплекс резко отличается от верхнепалеолитической фауны грызунов на Печоре, где встречаются в основном только

лемминги. В. В. Стефановский указывает также на находки костей млекопитающих поздней стадии мамонтового комплекса в низах аллювия II террасы Южного Зауралья: мамонта позднего типа, шерстисто-носорога, короткорогого бизона, первобытного быка, архара, лошади, северного оленя, сайгака, волка. Эти слои он, как и другие уральские геологи (Стратиграфия. . ., 1965; Лидер, 1976), относит к казанцевскому горизонту. Последнее маловероятно, ввиду смешанного характера фауны, свойственной перигляциальной гиперзоне.

Объяснять присутствие в ряде пунктов мамонтов ранней формы только путаницей в счете террас вряд ли возможно. В хорошо датированных находками палеолита и радиоуглеродным анализом осадках II террасы Южного Предуралья (Горново) и Зауралья (Липовка) встречены остатки крупных лошадей и других млекопитающих, которые обычно относят к ранней стадии мамонтового фаунистического комплекса. При этом в липовском разрезе на р. Тобол доказано непрерывное осадконакопление (Каплянская, Тарноградский, 1974). Поэтому есть основания полагать, что именно в процессе отложения аллювия II террасы на Урале происходило постепенное формирование поздней мамонтовой фауны в связи с прогрессирующим похолоданием и иссушением климата. Не исключено, что в южных районах фауна ранней стадии мамонтового комплекса сменилась типично перигляциальной позднее, чем на севере.

Верхневалдайский (североуральский) горизонт

Самые мощные отложения эпохи последнего крупного похолодания известны вокруг северной оконечности горного Урала в виде нагромождений краевых морен покровного оледенения. Это преимущественно маловалунные суглинки основной морены, холмистые песчаные скопления абляционного комплекса (камы, озы, насыпные морены), резе промытые флювиогляциальные пески с галькой и ленточные глины. Фиксируемая в обнажениях и скважинах мощность обычно не превышает 50 м, однако, по построению она может достигать 100 м в наиболее высоких конечно-моренных грядах (см. рис. 3). В Большеземельской тундре эти осадки содержат незакономерно рассеянные, иногда компактные ассоциации самых разных органических остатков — спор, пыльцы, мезозойских и кайнозойских фораминифер, обломки или целые створки раковин бореальных моллюсков. По этому признаку воркутинские геологи считают рельефообразующие валунные суглинки верхней пачкой морской «роговской свиты», а песчаные фации краевой морены выделяют в морскую «вашуткинскую свиту» (Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966).

Все эти отложения формируют чрезвычайно яркий холмисто-озерный ландшафт по обе стороны Урала, существенно не отличающийся от рельефа области последнего скандинавского оледенения. Расположение краевых форм, ориентировка и состав обломочного материала, наличие переотложенных морских организмов — все это указывает на образование верхнего ледникового комплекса в результате надвигания покровных ледников с шельфа Баренцева и Карского морей (Лавров, 1974; Astakhov, 1979 г.; Палеогеография. . ., 1980). Его стратиграфическое положение определяется залеганием на датированных по ^{14}C средневалдайских отложений (Геохронология. . ., 1980; Последнее оледенение. . ., 1977).

Основную проблему в настоящее время представляют точная датировка кульминации последнего покровного оледенения и положение его южной границы (см. рис. 4). В Предуралье первоначально краевыми образованиями последнего покровного оледенения (третьего, по Г. А. Чернову) считались субширотные скопления холмов Большеземельской гряды или «Земляного хребта», служащие водоразделом между реками бассейна Печорского моря и широтным течением Печоры

(А. Г. Чернов, 1947 г.; Лавров, 1973, 1974). Для этого пояса характерно постоянное присутствие обломков иногда целых створок раковин морских моллюсков в междулучных песчано-галечных или валунно-суглинистых холмах краевых морен на абс. отметках 200—300 м. Осадки, слагающие несомненно ледниковый рельеф на высших точках Полярного Предуралья, нередко принимались за морские отложения бореальной или даже послеледниковой трансгрессии. На восточном склоне Полярного Урала этот краевой пояс переходит в субширотные валунно-суглинистые гряды хр. Сопкей и чешуйчато-надвиговые гляциодислокации южной части Ямала (Astakhov, 1979 г.).

Не менее мощные краевые ледниковые образования имеются и южнее, вдоль Полярного круга (см. рис. 4). Здесь это преимущественно параллельно-грядовые напорные ансамбли — упоминавшаяся выше Лайско-Адзвинская гряда и Роговской амфитеатр. На восточном склоне Урала этот пояс продолжается краевыми грядами местного полупокровного оледенения войкарской части Урала (собская стадия, по В. Ф. Алявдину) и далее к востоку переходит в субширотную цепь моренных холмов Салехардских увалов. Именно этот пояс Х. А. Арсланов, А. С. Лавров, С. А. Архипов и другие в последние годы связывают с максимумом поздневалдайского оледенения. (Лавров, Арсланов, 1977; Последнее оледенение. . . , 1977). Эта точка зрения принята и авторами коллективных монографий, посвященных палеогеографии последнего оледенения (Структура. . . , 1977; Палеогеография. . . , 1980).

Однако единственным доказательством поздневалдайского возраста морен у Полярного круга пока является только одна дата по ^{14}C — 25 900 лет назад, полученная по подморенным пескам, которые залегают на правом берегу надымского отрезка Оби, у г. Хабида-Сякан (Последнее оледенение. . . , 1977). При этом вышележащий торфяник датирован 34 750 лет назад, что вызывает сомнения и в предыдущей датировке. Не сопоставляются с позднезырянским возрастом морен главного пояса даты 25 280 и 26 900 лет назад, полученные С. А. Архиповым с соавторами для отложений 50-метровой подпрудной террасы Оби, которая проходит сквозь Салехардские увалы в южную часть Ямала (Палеогеография. . . , 1980). Трудно объяснить и повсеместное развитие покровных суглинков мощностью до 3—5 м на моренах Воркутского района (Кайнозойский покров. . . , 1963 г.).

Поэтому к поздневалдайскому оледенению пока что с достаточной уверенностью можно относить только краевые комплексы Большеземельской гряды и хр. Сопкей, а также синхронные грубовалунные морены сетчатого оледенения Полярного Урала. В бассейне р. Войкар к этому горизонту должны относиться не собские морены предгорного полупокровного оледенения, а морены не выходивших за пределы гор долинных ледников (Сурова и др., 1974). На западном склоне Полярного Урала морены долинного оледенения слагают, по данным А. А. Савельева и В. Н. Гессе с соавторами, трои двух генераций. Морены многочисленных цирков эти авторы относят уже к голоцену (Кайнозойский покров. . . , 1963 г.). По мнению В. Н. Гессе и его соавторов, морены трогов первой генерации соединяются зандровыми шлейфами с III террасой в бассейне р. Усы и с 40—60-метровой ингрессионной террасой р. Печоры. Эту террасу, которая в отличие от IV надпойменной прослеживается и по широтному течению Печоры по крайней мере до Усть-Цильмы, А. С. Лавров (1974) первоначально считал средне-поздневалдайской. Теперь он ее относит к позднеледниковому времени. Однако приводимые Х. А. Арслановым и А. С. Лавровым даты (лет назад): $12\,360 \pm 170$, $12\,260 \pm 180$, $11\,830 \pm 220$ для аллювиальных и озерных отложений, развитых почти до устья Печоры (Лавров, Арсланов, 1977; Геохронология. . . , 1980), по-видимому, относятся к более поздней террасе, изостатически поднятой до отметок 40—50 м, а первая генерация полярноуральских долинных морен скорее всего синхронна подпрудно-озерным и перигляциальным отложениям, перекрывающим на от-

метках около 60—70 м культурные слои печорского палеолита (см. выше).

В долинах рек к поздневалдайскому горизонту следует относить толщу тонкослоистых перигляциальных супесей и лессовидных суглинков мощностью 10—15 м, залегающую на верхнепалеолитических культурных слоях II надпойменной террасы — стоянка Талицкого на р. Чусовой, с. Горново на р. Белой (В. И. Громов, 1948 г.; Антропоген. . ., 1965). В этих отложениях встречаются только единичные зерна пыльцы древесных растений и значительно чаще — пыльца маревых и полыни. С такими спектрами хорошо согласуются постоянное присутствие криотурбаций (в том числе и на Южном Урале) и остатки млекопитающих поздней стадии мамонтового комплекса. Для толщи перигляциальных суглинков II террасы рек Белой, Юрюзани, Сакмары и др. В. Л. Яхимович указывает находки костей *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus* Boj., *Bos* sp., *Equus* sp., *Cervus elaphus* L., *Camelus* sp. (Антропоген. . ., 1965). Такая палеонтологическая характеристика свидетельствует о преобладании безлесных ландшафтов. Весьма суровый климат подтверждается находками в синхронных отложениях пещер Южного Урала остатков северных животных: *Rangifer tarandus* и *Alopex lagopus* (В. И. Громов, 1948 г.), а также отсутствием культурных слоев мадленского типа.

По частым находкам мезолитических культур на поверхности II террасы и их отсутствию в разрезе I террасы Южного Урала В. Л. Яхимович и Г. Н. Матюшин считают уральский мезолит синхронным аллювию I террасы. Для нижней части этой террасы, сложенной преимущественно галечниками, известны лесные спорово-пыльцевые спектры, а для верхней, глинистой — перигляциальные. Характерно для обоих горизонтов повышенное содержание спор (Антропоген. . ., 1965).

В горной части в разрезе I террасы нередко присутствует слой кровных суглинков небольшой (2—3 м) мощности, иногда с глыбовым горизонтом (Е. Н. Шукина, 1948 г.). В предгорьях и равнинном Зауралье I терраса сложена в основном песками и выделяется как боровая. На среднем Урале в нижней части ее разреза встречены лесные спорово-пыльцевые спектры с большим разнообразием пыльцы травянистых растений, а также богатые комплексы остракод современного типа. В верхней части разреза преобладают споры и пыльца, свидетельствующие о развитии лугово-степных ландшафтов (Лидер, 1976). Остатки верхнеплейстоценовых млекопитающих почти не встречаются; известны находки фауны современного типа — дикая свинья, лошадь. В. В. Стефановский (1975 г.) сообщает о находке остатков мамонта в I террасе Южного Зауралья.

На боровой террасе Среднего Урала описаны многослойные археологические памятники от эпохи металла до мезолита, приуроченные к верхней переветренной части разреза. Отсюда В. А. Лидер (1976) делает вывод о том, что поверхность террасы использовалась человеком уже 9—10 тыс. лет назад. Таким образом аллювий I террасы почти все исследователи датируют позднеледниковым временем, включая последние интерстадиалы юрма. Ряд авторов отмечает наличие раннеголоценового пойменного наилка на поверхности I террасы в некоторых пунктах Предуралья (Стратиграфия. . ., 1965; Антропоген. . ., 1965).

Интервал перехода к голоцену датирован по ^{14}C в осадках позднеледниковых озер Большеземельской тундры 8—9 тыс. лет для 100—110-метровой террасы на р. Морею, вложенной в морены последнего оледенения (Лавров, Арсланов, 1977; Геохронология. . ., 1980). В горах Полярного Урала на р. Бол. Лагорте дата 9860 ± 70 лет назад получена для озерных отложений, перекрывающих морену долинного ледника (Сурова и др., 1974). На территории среднего течения Печоры с началом голоцена связано формирование высокой поймы, из отложений основания которой, по данным В. Л. Яхимович, получена дата 8730 ± 150 лет назад (Геохронология. . ., 1974 г.). Позднеледниковые осадки

надежно датированы по Аятской торфяной залежи у г. Свердловска. В ее основании залегает тростниково-осоковый торф с господством пыльцы трав и *Betula nana* (возраст 9780 ± 210 лет назад). Вышележащий осоково-гипновый торф с датой 9110 ± 150 лет назад приурочен к пребореальному максимуму пыльцы березы. Основная часть залежи относится к бореальному и атлантическому периодам голоцена (Хотинский, 1968).

В настоящем разделе впервые попытались систематизировать материалы по четвертичной геологии Урала на климатостратиграфической основе. Его главной целью было приведение данных по Уралу в форму, удобную для сопоставления с данными по другим регионам. Вынужденное использование для этой цели европейской климатостратиграфической шкалы на этом этапе видимо оправдано, так как помогает уточнить число и характер пробелов в осадочной летописи Урала и определить узловые точки будущих исследований.

Однако для Урала все же необходима региональная номенклатура климатостратиграфических подразделений. С одной стороны это обусловлено ненадежностью корреляции многих уральских климатолитов с европейскими, с другой — региональная шкала нужна ввиду особого географического положения Урала. Этот регион с преобладанием сокращенных разрезов представляет собой меридиональную полосу, служащую естественным препятствием при корреляции европейских и сибирских стратиграфических схем. Существующая номенклатура климатостратиграфических горизонтов Урала не является удовлетворительной из-за частых ошибок в определении объема ряда горизонтов и смешении в уральской схеме местных названий с европейскими и западно-сибирскими. Благодаря анализу имеющегося материала можно предложить для Урала проект новой схемы региональных климатостратиграфических подразделений лучше коррелирующихся с горизонтами европейской шкалы. Собственные назначения предлагаются лишь для тех горизонтов, для которых известны более или менее надежные стратотипы (см. прил. IV).

За стратотипы региональных горизонтов уральского эоплейстоцена можно принять выделенные В. Л. Яхимович в Башкирском Предуралье демский и давлекановский «горизонты». Самая нижняя часть эоплейстоцена на Урале пока достоверно неизвестна, а верхний эоплейстоцен, предположительно в объеме нижней части общесыртовой толщи, не имеет собственного названия, поскольку отсутствует хороший стратотип.

Нижний плейстоцен может быть расчленен на горизонты только в описанных А. Н. Степановым разрезах оз. Чусовского. Этот разрез начинается ледниковым горизонтом, за которым можно сохранить традиционное название камский. Вышележащие межморенная толща и вторая нижнеплейстоценовая морена фактически являются безымянными, а корреляция их А. Н. Степановым в 1975 г. с беловежским и березинским горизонтами пока преждевременна.

В этом же районе наиболее четкое стратиграфическое положение под мореной максимального оледенения имеют озерные и аллювиальные осадки с флорами лихвинского типа. Ввиду реперного значения этот горизонт нуждается в собственном названии. Предположительно его можно назвать «чусовской». Вероятные аналоги — кривичская и, возможно, венедская свиты, по Г. И. Горецкому, слои с антиквоидным слоном на Вишере, средняя часть морской колвинской свиты Заполярья.

Комплекс осадков максимального оледенения всегда на Урале именовался днепровским. Однако, принимая во внимание последние работы группы А. А. Величко и исследователей бассейна Дона, можно сомневаться в синхронности максимального оледенения западных и восточ-

ных районов Русской равнины. Поэтому предпочтительнее дать местное название осадочного комплекса максимального оледенения. Предлагаемое название «вишерский горизонт» связано с тем, что именно в бассейне р. Вишеры этот ледниковый комплекс является рельефообразующим, т. е. имеет ареальный стратотип. Вероятный аналог — глыбовая морена в ивдельских впадинах.

Достоверных разрезов с палеоклиматической характеристикой второго среднелейстоценового межледниковья на Урале нет. Между 62° и 65° с. ш. сплошное площадное распространение с поверхности имеет хорошо выраженный в рельефе комплекс второго среднелейстоценового оледенения (или стадии). Этот комплекс впервые описала в бассейне р. Илыч В. А. Варсанюфьева под названием вюрмского, позднее — московского. Предлагается выделить его в илычский горизонт по названию главной роли стратотипической местности. Он непрерывно прослежен на восточном склоне Урала, где представлен холмистыми моренами верховьев Сев. Сосьвы, описанными П. П. Генераловым и Б. В. Рыжовым.

Безусловно нуждаются в местном названии слои с абсолютным для Урала климатическим оптимумом плейстоцена, которые можно сопоставить с миктулинским горизонтом. К сожалению общие палеогеографические и стратиграфические соображения в пользу такой корреляции пока не подтверждены детальным анализом условий залегания в стратотипическом разрезе у с. Родионово (парастратотип у с. Кипиева). Тем не менее, в связи с ключевым значением этих разрезов, слои с богатыми органическими остатками на Печоре следует выделить в «родионовский горизонт». Возможный аналог — осадки бореальной трансгрессии.

На этих торфяниках залегает верхний ледниковый комплекс бассейна р. Усы и ее притоков, который на реках Сыне, Аранце и южнее Л. А. Кузнецова выделила под названием «калининского». Целесообразнее присвоить ему местное название «усинский горизонт». Его корреляция с нижним валдаем подтверждается залеганием на усинской морене слоев печорского верхнего палеолита с конечными датами по ^{14}C , поздней мамонтовой фауной и лесной флорой. Нижнюю часть аналогов среднего валдая описали в пределах нижнего течения Печоры А. С. Лавров и Х. А. Арсланов. Учитывая маркирующее значение слоев с конечными датами, хорошо сопоставляющихся с верхним палеолитом Среднего и Южного Урала, целесообразно объединить их в «печорский горизонт». Прежнее название каргинский совершенно неудовлетворительно, так как на Урале отсутствуют надежные описания морских отложений среднелейстоценового горизонта.

Наконец, последний горизонт плейстоцена имеет составной стратотип, поскольку объединяет лежащие над датированными по ^{14}C слоями ледниковый комплекс последнего покровного оледенения и морены горно-долинного оледенения. Эта часть разреза в региональной схеме 1977 г. именовалась североуральским надгоризонтом. Можно оставить старое название, но таксономический ранг этого подразделения должен быть понижен до горизонта. Ханмейский и полярноуральский горизонты, таким образом, являются подгоризонтами. Разделяющие их осадки позднелейстоценовых интерстадиалов на Урале неизвестны.

Предлагаемая региональная шкала основана на наиболее полных разрезах Предуралья. Пока только илычский и североуральский горизонты прослежены на восточном склоне Урала и являются связующими для европейской и западно-сибирской схем расчленения плейстоцена. Межледниковые горизонты предлагаемой схемы в настоящее время имеют значение только внутрорегиональных реперов. Отсутствуют аналоги родионовского горизонта в Зауралье, палеонтологически не доказана синхронность чувовского и тобольского горизонтов Западной Сибири, занимающих сходную стратиграфическую позицию.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ РАВНИНА

Территория Западно-Сибирской равнины представляет собой одну из наиболее обширных равнинных областей земного шара, покрытую практически сплошным чехлом четвертичных отложений. Их мощность колеблется от нескольких метров на возвышенных междуречьях до почти 400 м в переуглубленных долинах Нижнеенисейского района.

По особенностям строения четвертичного покрова она подразделяется с севера на юг на четыре зоны: I — зону позднечетвертичного оледенения и морских трансгрессий, II — зону максимального оледенения, III — приледниковую зону максимального оледенения, IV — внеледниковую зону. Каждой из этих зон свойственно преобладание определенных генетических типов отложений разного возраста. Зоны разделяются на районы, где в силу орографических, тектонических или иных причин разрез в большей или меньшей степени отличается от соседних (см. рис. 1).

Начало систематическому изучению четвертичного покрова Западно-Сибирской равнины было положено в конце XIX в. работами Н. К. Высоцкого, ставшими исходными для последующих стратиграфических построений. Среди них заметное место занимает сводка, выполненная в 1926 г. Я. С. Эдельштейном. К этому времени, благодаря исследованиям В. Н. Сукачева и Б. Н. Городкова, уже появились сведения по крайней мере о двукратном оледенении равнины.

В 30-е годы происходило дальнейшее развитие представлений о множественности оледенений центральной части Западно-Сибирской равнины (труды В. Н. Сукачева, С. Г. Боча, В. А. Обручева и др.). Тогда же оформлялись взгляды о преобладании аккумуляции осадков в приледниковой зоне в ледниковые эпохи и о связи располагающихся там обширных террасовых равнин с этапами оледенения. В эти же годы заметное распространение приобрел моногляциалистический подход к четвертичной истории Западной Сибири (в работах В. И. Громова и некоторых его последователей).

В конце 40-х и в 50-х годах на территории Западно-Сибирской равнины была проведена сплошная геологическая съемка, послужившая основным источником сведений о строении четвертичного покрова. Для ее нужд были разработаны подробные стратиграфические схемы. Одной из них явилась схема В. Н. Сакса для Енисейского Севера, которая была затем применена и к другим районам Западной Сибири. Это была первая местная схема четвертичных отложений, построенная на региональном материале.

При проведении геологической съемки в западной части равнины под руководством С. Г. Боча и И. И. Краснова для ее территории впервые была использована четырехчленная стратиграфическая шкала АИЧПЕ 1932 г. При геологической съемке центральных районов, проводившейся коллективом, который возглавлял С. Б. Шацкий, получен обильный материал, подтвердивший полигляциалистическую концепцию. Ее результатом было составление стратиграфической схемы, уже близкой к современной.

В 1954 г. по инициативе исследователей из ВСЕГЕИ была составлена первая коллективная схема стратиграфического деления четвертичной системы для всей Западно-Сибирской равнины. В ее основу легли стратиграфические представления С. Б. Шацкого, дополненные данными по другим районам. В 1956 г. состоялось Межведомственное стратиграфическое совещание в Ленинграде, которое явилось важной вехой в изучении четвертичных отложений Западной Сибири. На нем была разработана и принята рабочая схема стратиграфии, в которой были выделены отложения пяти ледниковых фаз, разделенных межледниковыми отложениями.

Схема 1956 года подверглась доработке и уточнению на Новосибирском стратиграфическом совещании 1960 г. и была принята в качестве унифицированной. В схеме 1960 г. отражены основные естественные этапы формирования четвертичного покрова в пределах всего региона. Построенная на климатостратиграфической основе она включает одиннадцать региональных горизонтов, каждый из которых соответствует самостоятельному оледенению и межледниковью. В то же время в этой схеме проявились возникшие в предшествовавшие годы противоречия во взглядах на происхождение валунодержавших пород севера равнины, которые еще со времени господства дрифтовой теории продолжали считать морскими и ледниково-морскими осадками. В схеме 1960 г. это в частности отразилось введением в нее тазовско-санчуговского горизонта, объединившего по простирацию моренные отложения второго среднечетвертичного (тазовского) оледенения с отложениями санчуговской свиты, считавшимися морскими.

Следующая унифицированная схема была принята в г. Тюмени в 1967 г.; она отличалась от схемы 1960 г. отсутствием расчленения нижнечетвертичных отложений на горизонты и изменениями в названиях ряда горизонтов среднего и верхнего плейстоцена. Содержание корреляционной части этой схемы в значительной мере обусловлено развитием острой дискуссии между сторонниками маринистического и гляциалистического направлений, по-разному оценивавшими роль оледенений и морских трансгрессий в формировании четвертичных отложений в Западной Сибири. В схеме отразились взгляды обеих групп исследователей, в результате чего она оказалась содержащей в ряде случаев несовместимые представления.

В 1976 г. также в Тюмени была принята новая унифицированная схема, которая положена в основу настоящего раздела (см. прил. V). В ней суммируются результаты многочисленных специальных тематических исследований, проведенных за предшествовавшие годы крупными коллективами исследователей различных ведомств. В корреляционной таблице схемы более последовательно, чем в предыдущей, выдержан полигляциалистический подход к расчленению четвертичных отложений северной окраины равнины. В то же время и в ней не всегда удалось избежать известной противоречивости в трактовке разрезов этих районов, а также компромиссных решений при корреляции между ледниковой, приледниковой и внеледниковой зонами. Эта схема утверждена МСК в 1978 г. и ниже именуется Схемой 1978 г.

В корреляционной таблице Схемы 1978 г. многие местные подразделения не имеют собственных названий, что затрудняет поиски относящихся к ним материалов, так как объяснительная записка к Схеме не издавалась. В данном разделе, по возможности, указываются работы, в которых описаны такие слои, и приводятся их названия*.

Разрезы антропогена в различных зонах и районах Западно-Сибирской равнины неодинаковы. Осадки зоплейстоцена присутствуют только на юге и юго-востоке равнины, а на остальной территории разрез начинается с нижнего плейстоцена. Нижнеплейстоценовые отложения имеют площадное распространение только в южной половине Западно-Сибирской равнины, а на севере — залегают в глубоких и сравнительно узких впадинах, вне которых на дочетвертичные породы ложатся отложения среднего или верхнего плейстоцена. Такое геологическое строение, очевидно, отражает историю тектонического развития региона на новейшем этапе.

* Другой недостаток стратиграфической схемы Западно-Сибирской равнины 1978 г. — отсутствие в ней колонки по району Новосибирского Приобья, для которого в последние годы в результате работ И. А. Волкова, В. С. Зыкиной и других разработана детальная стратиграфия субазаральных лёссовидных пород, включающих многочисленные педокомплексы. Описание стратиграфии этой серии осадков приводится в очерке по Алтае-Саянской области (*Прим. отв. ред. полутома*).

Положение нижней границы четвертичной системы в сводном разрезе позднего кайнозоя Западной Сибири не является окончательно определенным.

В настоящем издании нижняя граница четвертичной системы (антропогена) принята на уровне около 1,8 млн. лет назад и проходит внутри верхнего плиоцена шкалы МСК, часть которого, таким образом, включена в антропоген под названием эоплейстоцена. Подошва эоплейстоцена в Западной Сибири по аналогии с Восточной Европой проводится в основании пород, содержащих остатки фауны кизихинского комплекса, который соответствует одесскому, и залегающих поверх слоев, охарактеризованных подпуск-лебяжьиным комплексом, приравняваемым к хапровскому (Вангенгейм, 1977; Зажигин, 1980). Считается, что она отвечает по возрасту границе между акчагыльскими и апшеронскими отложениями.

В Западной Сибири эта граница проходит внутри кочковского регионального горизонта, разделяя его на два подгоризонта — нижнекочковский, относимый к верхнему плиоцену, и верхнекочковский, представляющий эоплейстоцен.

За верхнюю границу западносибирского эоплейстоцена принимают стратиграфический уровень смены фауны раздолынского комплекса (он параллелизуется с таманским) фауной вяткинского комплекса, который, в свою очередь, сопоставляется с тираспольским. Полагают, что эта граница совпадает с кровлей кочковского горизонта и что приблизительно на этом же уровне (несколько выше) проходит граница между зонами обратной и прямой намагниченности пород, отождествляемая с инверсией магнитного поля между эпохами Матуяма и Брюнес.

ВЕРХНЕКОЧКОВСКИЙ ПОДГОРИЗОНТ

Значительную часть кочковского горизонта составляет собственно *кочковская свита*. В ее составе в некоторых районах выделяется ряд локально распространенных мелких подразделений, часть которых относится к нижнему подгоризонту (верхний плиоцен), а часть к верхнему (эоплейстоцен), но в большинстве случаев граница подгоризонтов проходит внутри нерасчлененной толщи пород кочковской свиты. Приходится таким образом констатировать, что нижняя граница антропогена в Западной Сибири проводится на уровне, не отмеченном заметными изменениями в процессах осадконакопления (Мартынов, 1980).

Название свиты предложено В. А. Мартыновым (1957 г.), ее стратотип описан по скважине у с. Кочки в западной части Приобского плато (В. А. Мартынов, 1968 г.).

Кочковская свита распространена в Ишимском, Кулундинском, Приобском и Предалтайском районах, достигает мощности 85, реже 100—1200 м. Она представлена главным образом очень плотными известковистыми глинами и суглинками и разнозернистыми песками. В глинах содержатся обломки тонкостенных раковин и встречаются прослойки погребенных почв. Нередко глинистые породы слагают верхнюю часть разреза свиты и выделяются иногда в *верхнюю подсвету*, а нижняя бывает представлена песками, выделяемыми как нижнекочковская подсвета. При подразделении свиты на подсветы нижнюю из них относят к верхнему плиоцену, а верхнюю — к эоплейстоцену. Нижний песчаный горизонт свиты нередко выделяют как барнаульские слои.

В Верхнем Приобье верхнюю часть кочковской свиты, залегающую на барнаульских песках, В. А. Мартынов в 1962 г. подразделил на *кубанкинские слои* — глины и суглинки типичного для свиты облика (около 20 м) и *ерестнинские* — илистые пески с растительными остатками. В бассейне р. Алей в составе верхней части кочковской свиты выделяются *кизихинские слои* — суглинки, супеси и погребенные поч-

вы до 12 м и *раздольинские слои* — суглинки и илы с гравием, около 7 м (Адаменко, 1974). Глинистый горизонт верхней части кочковской свиты на востоке Барабинской степи выделен в Схеме 1978 г. как самостоятельная *убинская свита*, залегающая на песчаной каргатской, входящей в нижнекочковский подгоризонт.

Глины кочковской свиты принадлежат к озерным и субазральным образованиям, ближе к Алтаю озерные отложения сменяются делювиально-пролювиальными. Песчаные породы в составе свиты относят к аллювию (Щигрев и др., 1980 г.).

В центральной части Обь-Иртышского водораздела и в пределах Ишим-Иртышского междуречья аналогом кочковской свиты считается нижняя часть смирновской толщи (глины, песок и суглинки до 50 м), выделенной в 1968 г. И. П. Васильевым. Ее накопление, как полагают, длилось весь поздний плиоцен и значительную часть раннего плейстоцена, и в разрезе улавливаются следы климатических изменений, но какая конкретно ее часть относится к верхнекочковскому горизонту — пока не выяснено. Особенности строения толщи свидетельствуют об озерно-аллювиальном происхождении, имеются также геохимические и микрофаунистические данные, указывающие на накопление в солоноватоводном бассейне. Вероятно, в ее составе есть и те и другие фации. В Схему 1978 г. смирновская толща не включена.

Отложения верхнекочковского подгоризонта в Предалтайском районе содержат остатки млекопитающих двух фаунистических комплексов — кизихинского и раздольинского (Зажигин, 1980).

Кизихинский комплекс (по местонахождению у с. Кизиха в бассейне р. Алей, описанному в 1965 г. О. М. Адаменко и В. С. Зажигиным) содержит среди прочих остатков *Villanyia hungaricus* (Kortos), *Miomys pliocaenicus* F. Major, *Prolagurus pannonicus* (Kortos), *Allophaiomys pliocaenicus* (Kortos) по В. С. Зажигину (1980а) сочетание форм, типичное для одесского комплекса териофауны Восточной Европы, т. е. нижний эоплейстоцен по схеме К. В. Никифоровой, И. И. Краснова и др. (Климатические колебания..., 1976).

Раздольинский комплекс (по местонахождению у с. Раздолье на р. Алей, описанному также О. М. Адаменко и В. С. Зажигиным) включает ассоциацию видов, типичную для таманского комплекса Восточной Европы (верхний эоплейстоцен): *Miomys pusillus* Mehely, *Prolagurus pannonicus* (Kortos), *Microtus (Pitymys) hintoni* Kretzoi, *Allophaiomys pliocaenicus* (Kortos).

В этот же комплекс включены найденные в ерестнинской пачке *Archidiskodon cf. meridionalis* (Nesti) — у г. Барнаула и *Allohippus* sp. (определяющаяся первоначально как *Equus ex gr. robustus*) — у деревень Вяткино и Белово и *Paracamelus* sp. (ранее определявшийся, как *P. cf. alutensis*) у с. Володарского, а также некоторые другие находки (Вангенгейм, 1977).

В отложениях кочковского горизонта почти повсеместно встречается кочковский комплекс пресноводных и солоноватоводных остракод с *Ilyocypris caspiensis* (Negadaev), *Limnocythere scharapovae* Schweyer и др. Т. А. Казьмина (1980) сопоставляет его с комплексом остракод бакинского «яруса» и поэтому вмещающие отложения датирует не эоплейстоценом, а ранним плейстоценом. Такая точка зрения не поддерживается другими исследователями (Архипов, 1971; Ефимова, Кагуро, Пономарева, 1980).

Ископаемые семенные флоры кочковского горизонта принадлежат к двум типам — раннекочковскому, или барнаульскому (В. П. Никитин, 1970 г.) и эоплейстоценовому позднекочковскому, близкому по составу к плейстоценовым дорисским флорам (Ефимова и др., 1980).

Палинологические данные по кочковскому горизонту обобщила В. С. Волкова (1980); они указывают на прогрессирующее ухудшение климата.

Для верхней части разреза кочковской свиты (ерестнинские слои у с. Белово на Оби) имеется термолюминесцентная датировка 863 ± 96 тыс. лет (Геохронология. . . , 1974 г.).

По данным Г. А. Поспеловой и др. (1976 г.) отложения верхнекочковского подгоризонта имеют обратную намагниченность и относятся к эпохе Матуяма, к которой принадлежит, кроме того, значительная часть подстилающих нижнекочковских отложений. К верхнекочковскому подгоризонту следует отнести и распространенную в Павлодарском Прииртыше *качирскую свиту*, которая в Схеме 1978 г. помещена в нижний плейстоцен. Эта свита, именовавшаяся ранее краснокутской (Стратиграфический словарь. . . , 1982), представлена толщей озерных глин и суглинков мощностью до 30 м. По В. К. Шкатовой, Т. И. Линьковой, П. С. Минюку (1980) породы свиты обладают обратной намагниченностью, а из коррелируемых с ней слоев известна находка *Archidiskodon cf. meridionalis* (N e s t i) (Р. А. Зинова, 1980 г.).

Наряду с изложенными представлениями, которые являются наиболее распространенными, имеется существенно иная точка зрения на стратиграфический объем эоплейстоценовых отложений юга Западно-Сибирской равнины. А. Н. Зудин на основании многолетних исследований пришел к выводу, что традиционное расчленение разреза Приобского степного плато на кочковскую и красnodубровскую свиты не подтверждается биостратиграфическими и палеомагнитными данными и не совпадает с основными литостратиграфическими границами (Зудин и др., 1977; Зудин, 1980).

Сравнение распределения по разрезу остатков териофауны с палеомагнитными данными приводит автора этой схемы к выводу о необходимости значительного сдвига возрастных границ фаунистических комплексов в сторону их удревления (Зудин, 1980). Так, существование фауны тираспольского комплекса отнесено к интервалу 1,8—0,7 млн. лет, а мамонтовый комплекс считается характерным для всего плейстоцена. Значительно сдвигаются вниз по стратиграфической шкале и более древние фаунистические комплексы. Эти выводы противоречат биостратиграфическим данным по Восточной и Западной Европе и вызывают возражения (Вангенгейм, 1977; Мартынов 1980) как в отношении стратиграфической привязки фаунистических находок в Приобье, так и при интерпретации палеомагнитных данных.

ПЛЕЙСТОЦЕН

За нижнюю границу плейстоцена в Западной Сибири принимается, как уже говорилось, стратиграфический уровень смены раздолбинского комплекса териофауны вяткинским и уровень инверсии магнитного поля между эпохами Матуяма и Брюнес. Следует заметить, что в последние годы для Восточной Европы эти уровни более не считаются строго синхронными. Существуют данные о появлении фауны тираспольского комплекса несколько раньше магнитной инверсии (Хроностратиграфическая схема, 1980). Для Западной Сибири не имеется конкретных материалов о величине и стратиграфической выраженности такого несоответствия, и граница проводится пока по любому из этих признаков. Исключение составляют представления А. Н. Зудина (см. выше).

Эоплейстоцен-плейстоценовый рубеж фиксируется главным образом в разрезах Верхнего Приобья, где он устанавливается между кочковской и красnodубровской свитами. Но его полного совпадения с магнитостратиграфической и литостратиграфическими границами не наблюдается, так как нижняя часть красnodубровской свиты относится еще к эпохе Матуяма (Г. А. Поспелова и др., 1976 г.). Обратно намагниченные слои красnodубровской свиты С. А. Архипов (1971) выделил под названием гоньбинских, которые в Схему 1978 г. не включены. Подчеркнем, что нахождение в конкретных разрезах эоплейстоцен-плейстоценовой границы осложняется также условностью и ненадежностью

признаков разграничения упомянутых свит: в основании краснодубровской свиты лишь иногда намечается слабый разрыв, а чаще имеется постепенный переход (Адаменко, 1974).

Стратиграфическое расчленение плейстоцена приводится в основном по палеоклиматическому критерию, которое в северных районах равнины сопряжено с особыми трудностями. Они связаны, с одной стороны, с пережитками догляциалистических воззрений на образование валунных суглинков, а с другой — с объективными сложностями генетического расчленения разреза приморских ледниковых равнин.

О происхождении валуносодержащих пород, составляющих в северной половине равнины большую часть разреза, высказываются существенно различающиеся точки зрения, которые (с известной долей упрощения) можно объединить в четыре группы.

В первую из них входят представители крайнего антигляциализма (маринизма), не признающие покровных оледенений Западно-Сибирской равнины и приписывающие валуносодержащим «мореноподобным» породам морской генезис (с участием ледового разноса обломков). Основой для возникновения маринизма явилось присутствие остатков морской фауны в валуносодержащих породах северных районов, а впоследствии эти взгляды распространились и на территории, где таких находок нет или они единичны. При этом возможность переноса и переотложения остатков фауны ледниками, давно установленная в других регионах, не принимается во внимание.

Согласно этой концепции Западно-Сибирская равнина является террасированной поверхностью водной аккумуляции: морской в северной половине и пресноводной — в южной. Эта террасированность берется за основу стратиграфического расчленения разреза. Это направление представляют работы П. П. Генералова, Н. Г. Загорской, И. Л. Зайонца, Р. Б. Крапивнера, И. Л. Кузина, О. В. Суздальского и некоторых других исследователей. Необоснованность таких взглядов показана в ряде публикаций и в их числе — специальной монографии С. Л. Троицкого (1975 г.).

Сторонники второй точки зрения не отрицают ледниковые события и их влияние на осадконакопление, но полагают, что ледниковые фазы во времени совпадали с высоким уровнем моря. Благодаря этому в северных районах Западной Сибири якобы создавались условия для накопления значительных по мощности и распространению ледниково-морских толщ — мореноподобных отложений с остатками морской фауны, связанных фациальными переходами с континентальными ледниковыми. Такую точку зрения развивали Г. И. Лазуков, В. А. Зубаков и на определенном этапе — С. А. Архипов и В. И. Гудина. Эти представления несостоятельны с палеогляциологической точки зрения, поскольку согласно им предполагаются проявления континентального оледенения в виде покров несвойственной ледниковым щитам формы, а также не подтверждаются данными литологического изучения «мореноподобных» пород, которые представлены не ледниково-морскими отложениями, а континентальными основными моренами, заключающими в себе переотложенные органические остатки.

Третья точка зрения принадлежит исследователям, полагающим, что на севере Западно-Сибирской равнины в плейстоцене континентальные оледенения чередовались с межледниковыми гляциоизостатическими трансгрессиями, усиленными остаточными гляциоизостатическими явлениями. Благодаря последним в конце ледниковых фаз на ограниченных площадях в пределах современной суши могли накапливаться ледниково-морские отложения.

Сохранность основных морен, отложенных в ледниковые фазы, оценивается при этом по-разному; нередко предполагают, что во время трансгрессий они подвергались интенсивному размыву и местами сохранились лишь в виде перлювиальных продуктов (так называемых резидуальных морен). Данная точка зрения представлена в ряде работ

С. А. Архипова, А. В. Гольберта, В. И. Гудиной, С. С. Сухоруковой, С. Л. Троицкого. Главным признаком, по которому следует проводить генетическое и стратиграфическое расчленение разреза, считают захоронения остатков морских организмов и в особенности — фораминифер. Принято, что автохтонные захоронения должны отсутствовать в континентальных моренах, в мореноподобных ледниково-морских осадках — быть малочисленными и бедными, а в морских межледниковых (которые благодаря ледовитости северных морей, по мнению названных авторов, тоже бывают «мореноподобными») — обильными и разнообразными по составу. Таким образом, о генезисе пород предлагается судить главным образом по распределению в них органических остатков. Для комплексов фауны разного возраста устанавливаются индивидуальные отличия и им придается большое стратиграфическое значение (Архипов, Гольберт, Гудина, 1980а).

Эти представления в настоящее время можно считать преобладающими, они и легли в основу Схемы 1978 г.

Согласно точке зрения, принятой в настоящем разделе, для успешного подразделения северного плейстоцена Западной Сибири на полигляциалистической основе и правильного разграничения ледниковых, ледниково-морских и межледниковых морских отложений необходимо учитывать особенности процесса ледникового седиментогенеза и гляциальной тектоники, а также криогенное строение пород и их преобразование при протаивании.

На ряде стратотипических и опорных разрезов методика не подтвердила ни ледовой, ни ледниково-морской природы «мореноподобных» пород с фауной. Они оказались континентальными ледниковыми образованиями, состоящими главным образом из основных морен.

Местонахождения остатков фауны в них, в том числе богатые и представляющие собой характерные комплексы, оказались не автохтонными, а связанными с ассимиляционными моренами и отторженцами морских пород. В одних и тех же слоях поэтому встречаются разновозрастные фаунистические комплексы; известны также случаи нахождения их в обратной стратиграфической последовательности (Каплянская, Тарноградский 1975, 1978). Коренные источники ледникового разноса фауноносных пород по большей части неизвестны; они могут располагаться как неподалеку в пределах суши, так и на шельфе Карского моря.

Таким образом, автохтонность фаунистических находок, на которых основываются стратиграфические построения, отраженные в Схеме 1978 г., является скорее декларируемой, чем объективно доказанной. Выяснилось также, что ледниково-морские отложения встречаются очень редко и только на крайнем Севере. Они не имеют мореноподобного облика и обладают особенностями, связанными с динамикой водной среды.

На основании изучения криогенного строения морен на севере Западной Сибири, по большей части находящихся в изначально мерзлом состоянии (Каплянская, Тарноградский 1977, 1978), установлено, что они имеют специфическую гляцигенную льдистость, которая может служить их диагностическим признаком.

Межледниковые морские отложения, благодаря проявлениям термокарста в подстилающих породах, нередко залегают со значительными нарушениями, что необходимо учитывать при их изучении.

Особенно сложно выявление морских межледниковых толщ в крайних ледниковых образованиях и зонах гляциодислокаций, где они нередко бывают превращены в аллохтонные гляциотектониты.

Большинство из перечисленных явлений еще недостаточно исследовано и прежде чем использовать в стратиграфической практике предостойт их изучение, что особенно трудновыполнимо для скрытой части разреза, известной по скважинам.

Исходя из сказанного, существующие для северных районов Западной Сибири стратиграфические схемы и варианты расчленения частных разрезов приходится рассматривать как сугубо предварительные и в значительной мере условные.

В тесной связи с дискуссией о происхождении «мореноподобных» пород находится вопрос о положении нижней границы плейстоцена в разрезе северной зоны и о возрасте пород так называемого *ямальского комплекса* (серии), объединяющего в Схеме 1978 г. всю доказанцевскую часть разреза антропогена.

Эта мощная гетерогенная толща, нижние горизонты которой залегают в глубоких впадинах рельефа дочетвертичных (не моложе раннего миоцена) пород, а верхние — слагают обширные пространства водоразделов в широкой полосе к северу от Сибирских Увалов состоит в основном из валуносодержащих отложений являющихся предметом охарактеризованной выше дискуссии.

Исследователи, принадлежащие к антигляциалистическому направлению, считают этот комплекс целиком или частично дочетвертичным. Так, И. Л. Кузин и Р. Б. Крапивнер отнесли его к плиоцену, а нижние горизонты — даже к миоцену. К верхнему плиоцену склонны относить большую часть разреза ямальского комплекса Н. Г. Загорская, Н. Г. Чочиа, В. Я. Слободин и некоторые др. Разбор этих взглядов выполнили Г. И. Лазуков (1970), С. Л. Троицкий (1979), С. А. Архипов и др. (1980а), которые считают, что весь этот комплекс имеет плейстоценовый возраст, причем частью и послеказанцевский (Последнее оледенение. . ., 1977).

Пока еще немногочисленные и не бесспорные по стратиграфической привязке палеомагнитные данные показали прямую намагниченность пород ямальского комплекса на Нижнем Енисее (Геохронология СССР, т. 3, 1974 г.).

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения нижнего звена плейстоцена в пределах Западно-Сибирской равнины изучены неравномерно и недостаточно. Это объясняется их сильным последующим размывом и тем, что они в значительной своей части погребены во впадинах ниже уровня вреза современных рек.

В подразделении нижнего плейстоцена Западной Сибири на горизонты остается еще много условного. Наиболее распространено выделение в его составе двух климатостратиграфических горизонтов (доледникового и древнеледникового), хотя были попытки и более дробного деления с вычленением доледниковых слоев и слоев, соответствующих двум ледниковым фазам и разделяющему их межледниковью — два «минделя» и «интерминдель» (Архипов, 1971; Зубаков, 1972). В Схеме 1978 г. принято двучленное деление нижнего звена; в нем выделены доледниковый талагуйкинский горизонт и ледниковый шайтанский.

На юге внеледниковой зоны — в Верхнем Приобье отложения нижнего плейстоцена на горизонты не подразделяются. Здесь они представлены нижней частью уже упоминавшейся *краснодубровской свиты*. Название свиты предложил В. А. Мартынов (1975 г.); она представляет собой мощную (до 150 м) разнофациальную толщу, состоящую преимущественно из лёссовидных суглинков с погребенными почвами, перемежающихся с пачками аллювиальных отложений. Долгое время ее рассматривали как перигляциальный шлейф среднеплейстоценового максимального оледенения Алтая. В дальнейшем в связи с находками в ней остатков раннеплейстоценовой фауны ее стратиграфический диапазон увеличился и появились различные схемы расчленения на подсвиты и пачки (в работах В. Е. Рясинной, В. Л. Мартынова, О. М. Адаменко, А. А. Свиточа и др.).

Нижние пачки свиты, обнаруживающие прямую намагниченность, относят к нижнему плейстоцену и именуют иногда *вяткинской подсвитой* (О. М. Адаменко, 1968) или *слоями* (С. А. Архипов, 1971). Они представлены аллювиальными и субазральными песчаными и суглинистыми осадками с погребенными почвами (30—40 м). У с. Вяткино в Барнаульском районе в них находится типовое местонахождение вяткинского фаунистического комплекса, в составе которого присутствуют *Equus* (*Subgen.?*) sp. (первоначально определявшаяся как *E. cf. mosbachensis* Reic h.), *Archidiskodon cf. trogontherii* (Pohl.) (-wüsti M. P a v l.), *Mimomys pusillus* M e h., *Cromeromys intermedius* (N e w.) и др. (Вангенгейм, 1977; Зажигин, 1980).

Вяткинские слои, по С. А. Архипову (1971), содержат комплекс остракод, резко отличный от кочковского и аналогичный содержащемуся в отложениях федосовской свиты (см. ниже). Спорово-пыльцевые анализы обнаруживают различные типы растительности, как лесной, так и сухих степей. Вяткинские слои, по сравнению с гоньбинскимп, имеют прямую намагниченность.

А. Н. Зудин и другие (1977) оспаривают автохтонность залегания фауны вяткинского комплекса в прямо намагниченных слоях и полагают, что типовое местонахождение образовалось благодаря переотложению из более древних слоев.

Для нижних пачек краснодубровской свиты имеются термлюминесцентные датировки (у с. Белово) 536 ± 56 и 410 ± 40 тыс. лет (Разрез новейших отложений. . ., 1978).

К нижнему плейстоцену, вероятно, принадлежат *федосовская* и *сладководская свиты*, а также верхняя часть разреза упоминавшейся выше смирновской толщи.

Федосовская свита слагает обширные пространства Обь-Иртышского междуречья на территории Барабинской степи (В. А. Мартынов, 1957 г.) и сложена озерно-аллювиальными суглинками и глинами мощностью до 60 м, которые замещают по простиранию значительную часть пород разреза краснодубровской свиты. С приподошвенной частью свиты связаны находки зуба *Equus cf. süssenbornensis* Wüst.

Федосовская свита содержит комплекс остракод, встречающихся также в нижних пачках краснодубровской свиты, резко отличный от кочковского (по Т. А. Казьминой). В нем преобладают разнообразные виды *Candona*: *C. candida* (Müll.), *C. sarsi* Hartwig, *C. neglecta* S a r g. и др., широкое распространение получают впервые появляющиеся виды лимноцитер: *Limnocythere dorsotuberculata* N e g a d a e v., *L. postconcaва* N e g a d a e v., *L. manjetschensis* N e g a d a e v. По данным спорово-пыльцевых анализов выявлено изменение растительности в федосовское время от лесной к ксерофитной степной, что по мнению Г. Ф. Букреевой (В. А. Мартынов, 1966 г.) может указывать на принадлежность ее к одному полному климатическому циклу (межледниковье+ледниковье). В более поздних материалах Г. Ф. Букреевой сохранились сведения о большем количестве фаз изменения растительного покрова (С. А. Архипов, 1971), что могло бы послужить для более дробного подразделения нижнего плейстоцена.

Сладководская свита представляет собой аналог федосовской на Ишим-Иртышском междуречье и представлена серыми суглинками и глинами мощностью до 30 м.

В Схеме 1978 г. этим свитам придан значительный возрастной диапазон, охватывающий весь ранний и средний плейстоцен. Правильнее было бы ограничить их возраст началом раннего плейстоцена, что следует из региональных геоморфологических соотношений: нижнеплейстоценовый аллювий талагайкинского горизонта залегает в переуглубленных долинах, которые прорезают равнины, сложенные субаквальными отложениями федосовской свиты и ее аналогов (Архипов, 1971). Впрочем, геологические соотношения названных толщ остаются пока не вполне выясненными.

Горизонт под этим названием первоначально ввели Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский (1974) как региональное подразделение, объединяющее отложения межледниковой фазы второго раннеплейстоценового климатического ритма («интерминдель»). В Схеме 1978 г., где принято двучленное деление нижнего звена, это название сохранено за горизонтом, который понимается как доледниковый.

С началом талагайкинского времени совпадает важный рубеж в развитии рельефа региона: закончилась площадная аккумуляция озерно-аллювиальных толщ, слагающих водораздельные равнины за пределами ледниковой зоны, произошел эрозионный врез и началось заполнение переуглубленных долин так называемых великих прарек, сеть которых в основных чертах близка к современной. На нижней Оби и Енисее врез палеодолин достигает отметок —120—130 м. Переуглубленные долины в приледниковой зоне и зоне максимального оледенения заполнены отложениями ларьякской серии (выделена в 1956 г. С. Б. Шацким в ранге свиты). Аллювиальные отложения талагайкинского горизонта составляют нижнюю часть этой серии. Вышележащие слои (озерные, а на севере ледниковые) относятся к раннеплейстоценовому ледниковому горизонту, а верхняя, также аллювиальная часть серии — уже к среднему плейстоцену (к тобольскому горизонту).

Надежное выделение талагайкинских слоев возможно, таким образом, только там, где отчетливо выражена средняя часть разреза ларьякской серии, в тех же случаях, когда тобольский аллювий с размывом ложится прямо на талагайкинский; обе аллювиальные толщи сливаются в одну и становятся практически трудно различимыми.

Ранний возрастной предел талагайкинского горизонта не вполне определен, т. к. под его подошвой всюду описаны дочетвертичные породы. Предполагается, однако, что в Нижнем Прииртышье и на Средней Оби он залегает в прислонении к отложениям смирновской толщи, слагающей возвышенную часть Обь-Иртышского водораздела. Возрастной диапазон последней, как полагают, включает и часть нижнего плейстоцена, поэтому талагайкинский горизонт вряд ли относится к самому началу раннего плейстоцена, как это показано в Схеме 1978 г.

В низовьях Иртыша горизонт представлен аллювиальной *талагайкинской свитой*, описанной в 1969 г. Р. Б. Крапивнером. Название свиты предложено в 1971 г. Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским, ее стратотипом служат отложения в обнажении и скважине у с. Семейка. Русловые пески и пойменные супеси и суглинки талагайкинской свиты имеют мощность около 40 м. Она содержит межледниковые спорово-пыльцевые спектры и семенные флоры, свидетельствующие о климатической обстановке, близкой к современной или несколько более благоприятной.

В верхней части свиты отмечаются следы распространения многолетней мерзлоты и содержатся палинологические спектры и семенные флоры, указывающие на похолодание (Каплянская, Тарноградский, 1974).

В среднем течении Оби аналогом талагайкинской свиты являются нижняя часть ларьякской серии — аллювиальные отложения мощностью до 20 м, большая часть которых также залегает ниже уреза реки и содержит межледниковые палинологические спектры. Они отделены от вышележащих тобольских слоев прерывистым горизонтом озерных сизых суглинков (Архипов, 1971). Эти отложения иногда называют чернышевскими песками (Зубаков, 1972).

Древние речные и озерные слои известны и в переуглубленной долине Енисея, где они перекрыты ледниковыми и перигляциальными отложениями, относимыми к шайтанскому горизонту (Архипов, 1971;

Зубаков, 1972). Изучены эти слои еще недостаточно, и в оценках их возраста и стратиграфического объема имеются значительные расхождения.

Шайтанский горизонт

Горизонт объединяет по простирацию отложения времени первого достоверно известного оледенения севера равнины, по размерам уступавшего максимальному. Его прежние названия — «древнеледниковый горизонт» или «демьянский» заменены после того, как в низовьях Северной Сосьвы и на Нижней Оби были обнаружены собственно ледниковые отложения, именованные в 1961 г. Ю. Ф. Захаровым (1965 г.) *шайтанской толщей*. Она представлена суглинками и супесями мощностью до 60—70 м с валунами и галькой уральских и перетертым материалом подстилающих палеогеновых пород. Толща известна только из скважин, так как сохранилась лишь в экзарационных понижениях поверхности дочетвертичных отложений на глубине 130—200 м. Исключение (по данным П. П. Генералова), возможно, составляет обнажение Белогорского материка у с. Троицкое на Оби. Раннечетвертичный возраст этой морены обосновывается налеганием на нее осадков, относимых к тобольскому горизонту (Лазуков, 1970).

На юге зоны максимального оледенения в районе слияния Оби и Иртыша к шайтанскому горизонту принадлежит *семейкинская свита*, выделенная в 1966 г. В. С. Волковой и показанная в Схеме 1978 г. почему-то в приледниковой зоне. Это озерные отложения приледниковых водоемов, занимавших понижения рельефа перед фронтом шайтанского оледенения, представленные ленточнослоистыми глинами мощностью до 16 м на Иртыше и 20—25 м на реках Салыме и Югане. Обнажается семейкинская свита также в основании обрыва южной оконечности Белогорского материка на Оби.

В осадках семейкинской свиты встречаются разновозрастные им следы низкотемпературной многолетней мерзлоты, указывающие на климат значительно более холодный, чем современный, а спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о ландшафтах перигляциальных степей с участками сфагновых болот. Семейкинские отложения обладают прямой намагниченностью (Каплянская, Тарноградский, 1974).

Семейкинская свита в низовьях Иртыша имеет двучленное строение, что может свидетельствовать о двух фазах шайтанского оледенения, и занимает вполне определенное стратиграфическое положение — налегает на талагайкинский межледниковый аллювий и подстилает отложения тобольского горизонта, перекрытые самаровской мореной.

На Енисее в пределах зоны максимального оледенения к ледниковым отложениям шайтанского горизонта относят *подкаменно-тунгусскую толщу*, выделенную в 1957 г. С. В. Эпштейном и В. А. Зубаковым по скважинам. Она представляет собой моренные суглинки мощностью 20—45 м и подстилающие их ленточные глины (Зубаков, 1972), перекрытые аллювиальными отложениями тобольского возраста.

В выделении отложений шайтанского горизонта в зоне морских трансгрессий имеется еще много условного, поскольку относимые к нему слои находятся главным образом в погруженной части разреза, изучаемой по керну скважин, что затрудняет его правильное генетическое и стратиграфическое расчленение.

Остается поэтому неясным, как далеко к северу в бассейне Оби можно проследить шайтанскую морену. В течение длительного времени было принято считать, что она фациально замещается *полуйской свитой*, выделенной в 1960 г. Г. И. Лазуковым. Эта свита описана в понижениях рельефа дочетвертичных пород в районе Салехарда на отметках от —150 до —100 м, а севернее — до —250 м; для нее указываются мощность до 40—60 м и супесчано-суглинистый состав отложений. В ней повсеместно присутствует грубообломочный материал уральского

происхождения, а местами в большом количестве содержатся обломки мезозойских и палеогеновых пород. Мезозойские породы в подошве свиты нередко перемяты и содержат валуны кристаллических пород.

Полуйская свита считается морской, образованной при заметном участии ледниковых процессов. Однако более вероятно, что эта толща представляет собой комплекс неодновозрастных осадков, в которых главную роль играют ледниковые отложения, а встреченные в ней остатки четвертичных морских организмов являются аллохтонными.

На Енисейском Севере по Схеме 1978 г. шайтанский горизонт представлен собственно ледниковой шайтанской толщей, что представляет собой результат дальней экстраполяции. Конкретное стратиграфическое содержание, вкладываемое разными исследователями в представление о древнеледниковом горизонте в этом районе, оказывается различным. Нет единства во взглядах и на генезис соответствующих отложений, а явных доказательств раннеплейстоценового возраста тех или иных слоев здесь по большей части не имеется.

В долине р. Турухан С. А. Архипов (1971) считал возможным включать в шайтанский горизонт валунные суглинки, залегающие на глубине 202—242 м (в скв. 9) под аллювиальными песками предположительно тобольского возраста, а севернее в качестве континентальной морены древнейшего оледенения был склонен рассматривать веромяхинские слои, выделенные в 1967—1969 гг. В. Я. Слободным и О. В. Суздальским в бассейне р. Бол. Хеты. В более поздней публикации (Архипов, Гольберт, Гудина, 1980а) эти слои предположительно считают уже среднеплейстоценовыми. В. И. Гудина (1976) отнесла к древнеледниковым слоям суглинки с галькой и гравием (9 м) в основании разреза скв. 24 на р. Турухан, лежащие на глубине около 190 м под болгохтохскими слоями.

С. Л. Троицкий (1979) сопоставляет с древнеледниковым горизонтом (с двумя его стадиями) мессовскую свиту, до этого считавшуюся принадлежащей к среднему, а еще раньше (в 50-х годах) — к верхнему плейстоцену. Ее объем в конкретных разрезах при этом оказался заметно расширенным или измененным. Другие исследователи Усть-Енисейского района такой точки зрения на возраст мессовской свиты не разделяют.

В связи с вопросом о распространении раннеплейстоценового оледенения на севере равнины следует остановиться на *тильтимских* и *болгохтохских* слоях, из которых выделены одноименные бедные комплексы фораминифер (В. И. Гудина, 1966 г.; 1969 г.). В Схеме 1978 г. они помещены выше шайтанской моренной толщи и понимаются как морские, ледниково- и ледово-морские отложения, переходные от ледниковых к межледниковым морским. Но, судя по литологическому описанию, большая часть этих слоев, по-видимому, как раз и представляет собой нижнечетвертичные ледниковые образования, иногда содержащие остатки морской фауны.

На западном склоне Норильского плато, по р. Фокиной, болгохтохские (по данным В. Д. Крюкова) отложения выходят на поверхность; здесь, по наблюдениям авторов раздела, они являются континентальной мореной, так как обладают характерными гляциодинамическими текстурами.

С. Л. Троицкий (1979) на основании анализа характера пород и распределения в них органических остатков также пришел к заключению, что тильтимские и болгохтохские слои состоят в основном из континентальных нижнеплейстоценовых морен. По мнению С. Л. Троицкого, морены образуют две стадийные пачки, разделенные межстадийной морской и ледниково-морского происхождения, в которую можно сгруппировать интервалы разреза с заметным содержанием остатков морских организмов. Следует, однако, заметить, что далеко не всегда есть уверенность в автохтонном залегании остатков фауны и в породах этой пачки.

В приледниковой зоне в бассейне Оби к шайтанскому горизонту относится *средняя часть ларьякской серии* — группа прослоев заиления общей мощностью до 10—15 м, — залегающая между двумя пачками межледниковых аллювиальных песков. Относительно обособленности их как стратиграфического подразделения существуют разногласия (В. П. Никитин, 1970 г.).

Отложения приледниковых озер раннечетвертичного возраста известны и на Енисее. На юге Енисейской депрессии С. А. Архипов выделил их в 1964 г. в скважинах под названием белоярской свиты.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

К среднему плейстоцену относятся отложения двух полных климатических ритмов; соответственно, они подразделяются на четыре горизонта: тобольский, самаровский, ширтинский и тазовский. Исследователи гляциалистического направления практически единодушны в выделении отложений времени тобольского межледниковья (хотя и здесь есть некоторые, главным образом, терминологические расхождения) и следующего за ним самаровского — максимального по размерам оледенения, коррелируемого с днепровским оледенением Русской равнины.

В отношении отложений ширтинского межледниковья (межстадиала?) и тазовского оледенения такого согласия нет. Имеются заметные расхождения в выделении ширтинских (интеррисских) и тазовских слоев в конкретных разрезах, а ряд исследователей вообще отрицает самостоятельность тазовского ледникового этапа. Поэтому в некоторых районах приходится ограничиваться выделением бахтинского надгоризонта, объединяющего отложения обеих среднеплейстоценовых ледниковых фаз.

Нет полного согласия и в решении вопросов межзональной корреляции среднеплейстоценовых отложений — выделении аналогов ледниковых и межледниковых слоев во внеледниковой зоне.

Нижняя граница среднего плейстоцена всеми принимается в основании предсамаровского межледникового горизонта, но ее конкретное установление в разрезах, особенно во внеледниковой зоне, часто затруднительно.

С этой границей связывают исчезновение териофауны вяткинского (тираспольского) комплекса и появление своеобразной татарской межледниковой фауны. Но следует иметь в виду, что надежной привязки тех и других находок к палеоклиматической шкале еще не имеется (Вангенгейм, 1977).

Тобольский горизонт

Горизонт объединяет по латерали слои, относимые к межледниковью, непосредственно предшествовавшему максимальному оледенению; в стратиграфическую практику его ввел С. Б. Шацкий еще в 1956 г. Отложения горизонта хорошо изучены на юге зоны максимального оледенения и в приледниковой зоне, во внеледниковой они выделяются менее уверенно в составе свит более широкого возрастного диапазона, а в зоне морских трансгрессий их выделение остается гипотетическим. Обзор отложений горизонта лучше поэтому начать с центральных районов равнины.

Типовая свита горизонта — *тобольская*; ее стратотип находится у г. Тобольска (Каплянская, Тарноградский, 1974), где В. Н. Сукачев впервые описал ее под названием «диагональных песков». Свита залегает в эрозионных врезках, расположение которых не вполне совпадает с современной долинной сетью (Архипов, 1971) и представляет собой аллювиальные отложения (русовые, пойменные и старичные) мощностью до 30—35 м, увенчанные педокомплексом со следами многолетней мерзлоты.

В Тобольском и Тарском Прииртышье свита имеет почти сплошное распространение в разрезе приречной части водораздельных равнин, а южнее — в Омском и Павлодарском Прииртышье — фрагментарное и обнажается чаще всего в цоколях более молодых террас.

В отложениях свиты и у подножья ее обнажений часто находят кости крупных млекопитающих главным образом тиранопольского комплекса (*Archidiskodon* ex gr. *trogontherii* (Pohl) (-A. *wüsti* M. Pavl.), *Alces latifrons* (Johns.), *Equus* ex gr. *mosbachensis* Reich, *Praeovibos* sp. и др. (Вангенгейм, 1977). Среди остатков мелких млекопитающих присутствуют переотложенные мио-плиоценовые и позднеплиоценовые формы, формы с четким нижним стратиграфическим пределом — не древнее раннего плейстоцена (*Microtus oeconomus* Pallas) и «сквозные» — от позднего плиоцена до ныне (Э. А. Вангенгейм, В. С. Зажигин, 1975 г.). В экологическом отношении состав мелких млекопитающих также оказывается смешанным; наряду с лесными полевками находятся и остатки леммингов (А. Н. Мотузко, 1975 г.).

Из отложений свиты у с. Татарки происходит фауна, которую связывают со временем собственно предсамаровского межледниковья. Она включает *Arvicola kalmanensis* Zazhigin, *Lagurus lagurus* Pall., *Eolagurus luteus* Everstman, *Palaeoloxodon* ex gr. *antiquus* (Falc.), *Equus* sp. (?) cf. *steinheimensis* Reich., *Ursus spelaeus rossicus* Borissiak, *Megaceros* sp. и др. (Вангенгейм, 1977, Зажигин, 1980). Кроме того, из тобольской свиты скорее всего происходит также? *Palaeoloxodon* ex gr. *namadicus* (Falc. et Cautl.) — с бечевника у с. Горная Суббота.

Раковины моллюсков в тобольской свите довольно обильны, из них наибольший интерес представляет нередко присутствие *Corbicula fluminalis* (Müll.), которая считается показательной межледниковой формой, не пережившей в Западной Сибири максимального оледенения. Эти же раковины иногда определяют и иначе — как *C. tibetensis* Prashad и *C. ferganensis* Kurg. et Stagob. (Э. А. Вангенгейм, В. С. Зажигин, 1975 г.).

Семенные комплексы из тобольской свиты известны под названием «флор диагональных песков» и «сизых суглинков», описанных в 30-х годах П. А. Никитиным; различия между ними объясняются фитоценологическими и тафономическими причинами (В. П. Никитин, 1970 г.).

Флоры содержат формы, исчезнувшие с территории Западно-Сибирской равнины в самаровское время (например, *Azolla interglacialica* Nikit.) и свидетельствуют о растительности таежной зоны. В верхних горизонтах свиты встречаются семенные комплексы безлесных ландшафтов с участием холодолюбивых форм.

Спорово-пыльцевые анализы обнаруживают многофазное развитие растительности с условиями, в оптимальную фазу несколько благоприятнее современных (В. С. Волкова, 1975 г.).

Тобольская свита имеет четкий верхний возрастной предел, поскольку в краевой области максимального оледенения непосредственно перекрывается отложениями самаровского ледникового комплекса. Нижняя возрастная граница более неопределенная, поэтому о ее возрасте нет единогласия.

В Схеме 1978 г. отразилась традиционная точка зрения о принадлежности всей свиты только к одному — предсамаровскому межледниковью, которая не является строго обоснованной. Исходя из стратиграфических соотношений тобольской свиты и семейкинской (у пос. Горноправдинск) и других признаков (в частности, внутри тобольских отложений иногда обнаруживаются мерзлотные явления), следует сделать вывод, что формирование тобольской свиты охватывало значительно больший интервал времени. Он, по-видимому, включал небольшую часть раннего плейстоцена, и эта свита по возрасту соответствует всей ларьякской серии, тогда, как в Схеме 1978 г. она показана как часть серии. Мнения о значительном возрастном диапазоне свиты придерживаются

С. А. Архипов (1971; 1975 г.), Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский (1974). В связи с этим предлагалось тобольский горизонт перевести в ранг надгоризонта, а для собственно межледникового горизонта в качестве типовой избрать чембакчинскую свиту, имеющую более определенные стратиграфические пределы.

Чембакчинская свита, согласно названным авторам, по направлению к северу замещает по простираению не всю тобольскую свиту, а только ее верхнюю часть. Она выделена В. С. Волковой (1966) на Нижнем Иртыше у с. Чембакчино и представляет собой своеобразные аллювиальные отложения мощностью 8—20 м, в которых преобладают тонкослонистые супеси мелководных разливов. Они содержат семенные комплексы типа флор «диагональных песков», а вблизи кровли — растительные остатки болотной растительности прохладного и холодного климата. Спорово-пыльцевые спектры из основной части разреза главным образом отражают растительность хвойной тайги. В них (у с. Семейки) находятся раковины моллюсков, определявшихся ранее как *Corbicula fluminalis* (Müll.) и переопределенные Я. И. Старобогатовым как *C. tibetensis* P r a s a d — вид относительно теплолюбивый, но который, однако, по его мнению, мог обитать в условиях таежной зоны.

Климат чембакчинского времени, очевидно, мало отличался от современного. В конце периода накопления чембакчинского аллювия климатические условия ухудшились настолько, что в низовьях Иртыша возникла многолетняя мерзлота. Отложения чембакчинской свиты залегают на породах семейкинской (шайтанский горизонт), а перекрываются озерно-ледниковыми и ледниковыми отложениями самаровского горизонта.

В Среднем Приобье к тобольскому горизонту принадлежит *верхняя часть ларьякской серии*, которую иногда называют вороновскими слоями (В. А. Зубаков, 1972) или вертикасовским литокомплексом (Б. В. Мизеров и др., 1971 г.). Это аллювий Оби мощностью от 13 до 20 м, представленный русловыми, пойменными и старичными фациями и содержащий семенные флоры «диагональных песков», а также спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о многофазном развитии межледниковой растительности (История развития растительности... 1970).

На Енисее в зоне максимального оледенения и в приледниковой зоне распространена, состоящая из песков и частично суглинков аллювиальная *туруханская свита* мощностью до 30—40 м, выделенная в 1957—1960 гг. С. А. Архиповым. Она залегают между отложениями двух ледниковых комплексов (раннеплейстоценового и самаровского). По палинологическим данным устанавливается закономерный для межледниковый ход изменения ландшафтов во время накопления свиты и мягкие палеоклиматические условия в момент оптимума — распространение еловых лесов с существенным участием пихты — (С. А. Архипов, О. В. Матвеева, 1964 г.). При анализе палеокарпологической пробы из обнажения свиты в Бахтинском яру (определение В. П. Никитина, сборы Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского) установлена растительность зоны елово-лиственничной тайги с березой и участками остепненных лугов. Из скважин у пос. Янов Стан на Турухане известен комплекс типа флоры «диагональных песков» (Зубаков, 1972).

В Бахтинском яру в туруханских отложениях найдена кость *Alces latifrons* (J o h n s.).

В зоне морских трансгрессий отложения тобольского горизонта выделяются главным образом по разрезам скважин, причем основанием для их выделения служат находки остатков морских организмов (Троицкий, Кулаков, 1976; Гудина, 1976).

На западе северной зоны, в Нижнеобском районе в качестве отложений тобольского горизонта таким путем выделены так называемые *обские слои*, или точнее — слои с обским комплексом фораминифер (В. И. Гудина, 1966 г.; 1976). Этот богатый комплекс, включающий ха-

рактерную для него форму *Miliolinella pyriiformis* (Schlumb.) является бореально-арктическим; он встречен в ряде скважин внутри разреза ямальского комплекса и на разных гипсометрических уровнях в отложениях различного состава, в том числе и в «мореноподобных». Приходится констатировать поэтому, что обские слои обладая определенной палеонтологической характеристикой, не имеют характеристики литофациальной и что нет пока уверенности в том, какая часть указанных интервалов действительно принадлежит к осадкам межледниковой ингрессии, а какая представляет собой шлейфы разноса межледниковой(?) микрофауны в образованиях ледникового комплекса.

Аналогичным является состояние изученности и слоев с близким к обскому туруханским комплексом фораминифер или туруханских слоев (В. И. Гудина, 1969 г.; 1976), которые на Енисейском Севере являются эквивалентом обских.

Название комплекса и содержащих его слоев происходит от выделявшейся Н. Г. Загорской и др. (1965) туруханской морской свиты, переименованной в 1967 г. В. Я. Слободным, О. В. Суздальским и др. (1967) ввиду преокупированности термина, в устьесоленинские слои (с заменой стратотипа).

По решению Межведомственного стратиграфического совещания (1976 г.) устьесоленинские слои (свита) были из стратиграфической схемы исключены, а слои с туруханским комплексом фауны объединены с обскими.

Комплекс находится в породах алевритово-глинистого и глинистого состава с гравием и галькой или без них, имеющих мощность до 20—45 м. Они содержат иногда и раковины моллюсков: *Dentalium entalis* L., *Yoldiella lenticula* (Montagu), *Y. fraterna* (Verrill et Bush), *Macoma calcarea* (Chernitz) и др. — комплекс «типичный для санчуговской свиты» (Троицкий, 1979, с. 211). Среди этих пород имеются такие различия, первичное морское происхождение которых не вызывает сомнений.

Но строго говоря, ни в одном из известных местонахождений автохтонное залегание пород с туруханским комплексом фораминифер пока нельзя считать определенно установленным. Для этого требуются дополнительные исследования условий залегания, состава и строения.

На Обском Севере к тобольскому горизонту относят также казымскую свиту (Лазуков, 1970); она выделена во впадинах рельефа выше полуйской свиты (по Ю. Ф. Захарову и на шайтанской морене) и характеризуется как толща сортированных алеврито-глинистых и супесчаных пород с отчетливой слоистостью, мощностью до 100 м. Породы включают растительные остатки (в том числе *Azolla interglacialica* Nikit.), содержат спорово-пыльцевые спектры с преобладанием древесной растительности и диатомовые водоросли морские, пресноводно-солонатоводные и пресноводные. По мнению Г. И. Лазукова, это межледниковые морские и частично эстуарные отложения.

Следует отметить, что хотя в некоторых разрезах в породах, отнесенных к казымской свите, содержится обский комплекс фораминифер, в целом литологическую обособленность казымской свиты (как и других свит, входящих по Г. И. Лазукову в состав ямальского комплекса) В. И. Гудина (1966 г.) отвергает. При этом границы выделенных ею стратонев являются секущими по отношению к этим свитам. Поэтому включение в Схему 1978 г. одновременно и казымской свиты, и обских слоев — подразделений, по существу принадлежащих к конкурирующим стратиграфическим схемам, нельзя признать логичным.

Самаровский горизонт

Самаровский горизонт объединяет отложения времени максимального оледенения Западно-Сибирской равнины. На обширной территории он представлен отложениями самаровской свиты — совокупностью лед-

никовых и подчиненных им флювиогляциальных образований, повсеместно присутствующих в разрезе водораздельных пространств в широкой полосе к югу от Сибирских увалов, а к северу от них — сохранившихся, главным образом, только во впадинах дочетвертичных пород под более молодыми ледниковыми отложениями.

Самаровская морена издавна рассматривалась как один из основных реперов для межрегиональных корреляций, единодушно относится к среднему плейстоцену и считается одновозрастной с днепровской мореной Русской равнины.

В стратотипической местности вблизи устья Иртыша *самаровская свита* (морена) обнажается в склонах эрозионного останца у с. Самарово и прослеживается к северу по Оби в прекрасных обнажениях Белогорского материка.

Мощность свиты измеряется десятками метров. Наряду с валунами скальных пород — уральских в западной части и таймырских и средне-сибирских в центральной и восточной частях равнины — она содержит множество крупных и мелких отторженцев разновозрастных (от юры до плейстоцена) осадочных пород субстрата (Земцов, 1976). Наибольшей известностью пользуются крупные отторженцы палеогеновых опоквидных глин и опок у с. Самарово и юрских глин и алевролитов на р. Бол. Юган (Шацкий, 1965; Покровные материковые оледенения. . ., 1976). Валунные суглинки и супеси самаровской свиты всюду обнаруживают характерные для основных морен гляциодинамические текстуры и другие проявления гляциодинамических процессов. Породы, подстилающие самаровскую морену, нередко бывают интенсивно дислоцированными на глубину до 300—400 м (Ю. Ф. Захаров, 1972 г.). По минеральному составу морен здесь выделяют три центра питания оледенения — Северный и Полярный Урал, плато Путорана и горы Бырранга. Четвертый центр, вероятно, располагался на Карском шельфе (С. Г. Боч, 1957 г.); такое предположение, в частности, косвенно подтверждается обилием в моренных отложениях на крайнем севере равнины мегакластов — продуктов ассимиляции пород — с остатками морской фауны. В заметном количестве морская микрофауна (обского комплекса) единично встречается в самаровской морене даже у южных границ ее распространения, по данным И. Л. Зайонца и З. И. Холодовой. О движении льда с севера на юг говорит и субширотное расположение краевой зоны оледенения. По-видимому, во время максимального распространения оледенения Карский центр должен был играть основную роль в его питании.

Для самаровской морены имеются термолюминесцентные датировки 301 ± 35 , 312 ± 36 и 276 ± 32 тыс. лет (Покровные материковые оледенения. . ., 1976).

Флювиогляциальные осадки в приледниковой зоне самаровского оледенения имеют незначительное распространение. Небольшие участки их развития известны вблизи Урала и на востоке равнины — в Сымском полесье, где они образуют зандровые поля с гривистым рельефом, сложенные песчано-суглинистой толщей мощностью 10—12 м с прослойками гальки и гравия.

Значительно бóльшие площади в приледниковой зоне заняты озерно-ледниковыми отложениями. В западных районах к ним относится *чурымская свита*, выделенная В. С. Волковой и изучавшаяся Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградским. Ее стратотип — обнажение у д. Семейка на правом берегу Иртыша (вблизи устья р. Чурым). Она представлена тонкослоистыми суглинистыми породами мощностью 10—20 м. В краевой зоне оледенения чурымская свита расклинена маломощным пластом морены на две пачки.

Аналогом чурымской свиты в Среднем Приобье считают пачку ленточных глин мощностью около 10 м, залегающую на аллювиальных отложениях тобольского горизонта. Озерно-ледниковые отложения, накопившиеся перед фронтом самаровского ледника, описаны и в долине

Енисей (С. А. Архипов, О. В. Матвеева, 1964 г.); они прослеживаются к югу до устья Ангары. По-видимому, все речные долины, а частично и придолинные понижения у края льда, служили вместилищем глубоких подпрудных приледниковых озер; южнее распространены озерно-аллювиальные отложения непостоянных мелководных разливов — облессованные неотчетливо слоистые супесчано-суглинистые отложения общей мощностью 15—20 м со следами субаэральных перерывов и разновозрастными мерзлотными явлениями. Они, в частности, хорошо представлены в разрезах Обь-Иртышского междуречья в нижнем течении Иртыша. Их подошвой является упоминавшаяся выше погребенная почва, венчающая разрез тобольской свиты. Внутри толщи находятся еще две погребенные почвы. Всю толщу этих отложений в 1964 г. Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский назвали *сузгунской свитой* (по пос. Сузгун на Иртыше ниже г. Тобольска), подразделили на три пачки (*a, в, с*), границы которых проведены по поверхности погребенных почв.

В. С. Волкова (1966) эту же толщу подразделила на три самостоятельные свиты (снизу вверх) — казаковскую, колтырминскую и преображенскую. Они в основном соответствуют упомянутым пачкам с той разницей, что границы между свитами в большинстве случаев проведены не в кровле, а в основании почв.

Объем сузгунской свиты не всеми понимается одинаково. В Схеме 1978 г. она переведена в ранг толщи, в ее состав включена и чурымская свита (см. выше), с которой слита казаковская (пачка *a*), несмотря на их фациальные различия. Из толщи исключена преображенская свита (пачка *с*) и, таким образом, ее объем сокращен на одну треть.

Неодинаковы и мнения о ее возрасте. В Схеме 1978 г. к самаровскому горизонту относится только чурымская свита и в неявном виде ее южный аналог — пачка *a* (или казаковская свита), а перекрывающая ее погребенная почва интерпретируется как межледниковая (межстадиальная).

Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский (1974), исходя из лесотундрового и тундрового характера обеих почв, палинологических и палеокарпологических данных, относят все три пачки сузгунской свиты к одному ледниковому — самаровскому горизонту. Нижнюю пачку (как и чурымскую свиту) они считают разновозрастной с максимальным продвижением льда, а две верхние — с временем его прерывистого отступления.

Тобольский и самаровский горизонты нерасчлененные

К первой половине среднего плейстоцена во внеледниковой зоне — в Верхнем Приобье отнесены средние пачки упоминавшейся выше *краснодубровской свиты* (без указания их числа и границ). Очевидно, имеется в виду прежде всего та часть краснодубровской свиты, для которой в обнажении у с. Белово получены термолюминесцентные датировки 340 ± 36 и 285 ± 30 тыс. лет, т. е. породы VI и V циклов по А. А. Свиточу и др. (Разрез новейших отложений..., 1978) или II и III пачки по В. А. Зубакову (Геохронология СССР, 1974 г.). Приблизительно этот же интервал разреза выделял О. М. Адаменко (1968 г.) в качестве III пачки, которую он назвал беловской подсвитой. По О. В. Адаменко, это глинистые пески, супеси и илы озерно-аллювиального происхождения, а также лёссовидные суглинки и супеси мощностью 10—30 м, в которых найден череп *Bison priscus longicornis* W. G o m.

Беловскую подсвиту О. М. Адаменко также относил к тобольско-самаровскому времени, но впоследствии изменил точку зрения: почти всю краснодубровскую свиту отнес к нижнему плейстоцену и высказал

сомнение в принадлежности находки черепа бизона к ее отложениям (Адаменко, 1974).

Необходимо иметь в виду, что вследствие разнородности состава и сложности наслоения краснодубровской свиты выделение и прослеживание в ней отдельных пачек весьма ненадежно, что подчеркивается многими исследователями этого района. Далеко не всегда сопоставимы и подразделения одного и того же разреза свиты, сделанные различными авторами.

Ко времени тобольско-самаровского климатического ритма отнесена выделенная О. М. Адаменко в 1961 г. *монастырская свита* (1974, 1975). Стратотип свиты — разрез обнажения, дополненного разрезом скважины, находится у бывш. д. Монастырь на р. Бие.

Стратиграфические соотношения монастырской и краснодубровской свит непосредственно не наблюдаются. О. М. Адаменко (1975) полагает, что монастырская свита в целом моложе краснодубровской (кроме, может быть, самых верхних горизонтов субазрального происхождения) и вложена в нее. В Схеме 1978 г. принят другой вариант, по которому монастырская свита одновозрастна средней части краснодубровской свиты.

Монастырская свита подобно тобольской залегает в древних переуглубленных (на 15—20 и даже 60—100 м) долинах и представлена русловыми отложениями и пойменными. На дневную поверхность — в цоколях поймы и надпойменных террас — выходят только пойменные фации; русловые известны по скважинам. В пойменных отложениях найдены остатки *Bison priscus longicornis* W. Grom, *Equus* sp. (крупная форма), *Coelodonta antiquitatis* (Blum) и мамонта, сначала определявшегося как *Mammuthus trogontherii* (Pohl.) (= *M. chozaricus* Dubouvo) и переопределенного Э. А. Вангенгейм (1977) как форма, промежуточная между хазарским мамонтом и мамонтом раннего типа или как мамонт раннего типа.

В нижней части свиты содержатся семенные флоры «дорисского» облика, свидетельствующие о лесостепных ландшафтах, а семенные флоры верхней части включают чуждых для современной растительности района представителей тундровой и субальпийской зон (*Betula nana* L., *Papaver alpinum* L., *Ranunculus hyperboreus* R. и др.). По спорово-пыльцевым спектрам устанавливается постепенная смена степных и лесостепных условий таежными, а затем безлесными, засушливыми. Такая последовательность — признак участия в разрезе свиты не только межледниковых (тобольских) осадков, но и слоев, синхронных последующему оледенению.

В числе остракод, найденных в этих отложениях, присутствует *Limnocythere postconcaва* Negadaev и другие, характерные для среднечетвертичного времени формы.

Для верхнего горизонта (синих илов) имеется термолюминесцентная датировка 213 ± 25 тыс. лет (Разрез новейших отложений. . ., 1978).

Ширтинский горизонт

Горизонт объединяет отложения времени относительно теплой фазы, разделявшей два среднечетвертичных похолодания. Одни исследователи считают его межледниковым, другие межстадиальным; существует также точка зрения, что стадии среднечетвертичного оледенения проявились только в ледниковом рельефе, достоверные межморенные отложения этого времени отсутствуют, а слои, принимаемые за ширтинские, имеют другой возраст.

Типовая свита горизонта — *ширтинская*, выделена в ледниковой зоне в 1955 г. С. Б. Шацким и А. А. Земцовым. В стратотипическом обнажении на р. Таз вблизи устья р. Мал. Ширты свиту представляет лишь пласт палеонтологически не охарактеризованных песков мощностью от 1,5 до 5 м, залегающий между двумя моренами, но в много-

численных разрезах по притокам Таза — Ватыльке, Каральке и Покольке мощность межморенных аллювиальных и озерных слоев с линзами торфа достигает 40 м. Они содержат семенные флоры, свидетельствующие, по мнению В. П. Никитина (1970 г.), о климате несколько более холодном, чем современный, скорее межстадиальном, чем межледниковом.

На Енисее важным местонахождением межморенных озерных и речных слоев является обнажение Бахтинский яр вблизи устья р. Бахты (С. А. Архипов, О. В. Матвеева, 1964 г.), где в них найдены раковины пресноводных моллюсков. По данным спорово-пыльцевого анализа этих слоев (1960 г.) С. А. Архипов установил внизу толщи преобладание пыльцы древесных растений (*Alnus* и *Betula*), а сверху — пыльцы трав и спор.

Предположительно среднечетвертичные межморенные отложения присутствуют в других разрезах ледниковой зоны на Енисее, но относительно их стратиграфического положения и возраста существуют значительные разногласия. Для ширтинских отложений Приенисейского района (по данным П. И. Гречина) имеется термолюминесцентная датировка 246 ± 30 тыс. лет.

В западных районах ледниковой зоны межморенные отложения — озерно-аллювиальные пески изменчивой мощности — описаны в разрезе Белогорского материка на Оби у пос. Бол. Камень. По данным Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского (1967 г.) эти пески, названные кормужихантскими, содержат таежные спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы ели. Г. И. Лазуков (1970) считает эти спектры переотложенными, а эти осадки — самаровскими (внутриморенными). Однако в них отсутствует переотложенная пыльца экзотических растений, в заметных количествах присутствующая и в подстилающей и в перекрывающей моренах, что можно рассматривать как признак автохтонности лесных спектров из межморенных слоев.

С. А. Архипов (Последнее оледенение..., 1977) не исключает, что межморенные отложения у пос. Бол. Камень могут иметь поздней, а не среднечетвертичный возраст.

В зоне морских трансгрессий в ширтинский горизонт в Схеме 1978 г. включается «санчуговская» свита на востоке равнины и «селемальская» — на западе.

Для их характеристик требуются некоторые предварительные пояснения. Свиты с этими названиями выделены достаточно давно: санчуговская В. Н. Саксом в 1945 г., а селемальская в 50-х годах В. К. Хлебниковым как аналог санчуговской в бассейне Оби (Стратиграфический словарь..., 1982). Обе эти свиты — глинистые отложения с валунами и галькой — считались морскими и ледниково-морскими отложениями, напоминающими морены, и были отнесены к началу бореальной («риссвюрмской») трансгрессии, а позднее — к концу «рисса». Для санчуговской свиты (Троицкий, 1966 г.) характерен комплекс преимущественно арктических и арктобореальных моллюсков с *Portlandia arctica* (G r a y) и *Yoldiella lenticula* (M ü l l).

Из отложений санчуговской свиты, в том числе из ее стратотипического разреза на р. Санчуговке и парастратотипического — на Енисее, в районе устья р. Зырянки, затем был выделен бедный комплекс бореально-арктических фораминифер, названный также санчуговским (В. И. Гудина, 1969 г., 1976); в его составе часто встречаются ювенильные формы и есть несколько видов, не известных из более древних отложений. Дальнейшее изучение стратотипа и основных обнажений санчуговской свиты показало, что ее отнесение к морским отложениям было ошибочным (Каплянская, Тарноградский, 1975). Литогенетические особенности этих отложений указывают на их ледниковое происхождение; они в значительной мере образовались за счет переработки морских пород, и остатки морских организмов находятся в них во вторичном залегании. Поэтому в Схеме 1978 г. (и, соответственно, в дан-

ном разделе) санчуговская свита в ее исходном понимании отсутствует и включена в тазовскую ледниковую свиту (см. ниже), с которой она уже давно сопоставляется по возрасту.

В Схеме 1978 г. под названием «санчуговской» свиты подразумеваются морские, ледово- и ледниково-морские интеррисские отложения с упомянутым комплексом фораминифер, не включенные в тазовскую морену — «остаток» свиты без ее стратотипа. По правилам стратиграфической номенклатуры такому подразделению следовало бы присвоить новое название и указать стратотип. Поскольку этого не сделано, неправомерное оставленное за слоями с санчуговским комплексом фораминифер название заключено авторами раздела в кавычки.

Описания конкретных местонахождений осадков с санчуговским комплексом фораминифер (оставшихся вне тазовской морены) показывает значительную разнородность «санчуговской» свиты в таком ее понимании (В. И. Гудина, 1969 г.; Сухорукова, 1975; С. А. Архипов и др., 1973 г.; Троицкий, 1979). Часть этих слоев (выделенных главным образом по скважинам), судя по литологической характеристике керна, может, так же как и видимый в обнажениях разрез санчуговской свиты, оказаться континентальной мореной с переотложенными фораминиферами, а часть — действительно представлять собой осадки межледниковой (межстадиальной) ингрессии и служить источником переотложения.

Это в первую очередь слои, названные В. А. Зубаковым (1972) яковлевскими. Они у пос. Кареповского и Воронцово содержат данный комплекс фораминифер (В. И. Гудина, 1969 г.; С. С. Сухорукова, 1975; С. Л. Троицкий, 1979) и по материалам авторов раздела представляют собой прибрежно-морские и ледниково-морские отложения с пакетами айсберговой разгрузки. В Схему 1978 г. яковлевские пески не вошли.

Другой толщей на Нижнем Енисее, которую, вероятно, можно отнести к концу ширтинского времени, является селякинская пачка (Сухорукова, 1975; Троицкий, 1979) озерно-ледниковых отложений с иматровыми камнями и пресноводными остракодами мощностью до 40 м; она также не вошла в Схему 1978 г.

«Салемальская» свита, указанная в Схеме 1978 г. для Нижнего Приобья, подобно «санчуговской», не совпадает со стратотипом и во многом не соответствует ее первоначальному объему — салемальской свите, по В. К. Хлебникову. Она объединяет интервалы разреза скважин, содержащие салемальский (близкий к санчуговскому) комплекс фораминифер, который, по данным В. И. Гудиной (1976), встречается в мощной (80—120, до 180 м) толще пород, залегающей стратиграфически выше моренных отложений, отнесенных здесь к самаровскому времени. Это песчано-алевритовые («мореноподобные») глины и суглинки с рассеянным гравийно-галечным материалом или глины с гравием, а иногда и без обломочного материала. Они считаются морскими, ледово- и ледниково-морскими осадками.

Автохтонность залегания раковин фораминифер в этих породах (как и на Енисейском севере) во многих случаях сомнительна. Большая часть «салемальской» свиты, вероятно, окажется ледниковыми отложениями.

Что же касается названия слоев с салемальским комплексом фауны, то оно представляет собой анахронизм: салемальская свита, по В. К. Хлебникову, с которой связаны первые находки этого комплекса, давно уже исчезла из стратиграфических схем, ее осадки распределены по другим стратонам, а стратотип включен в ледниковый комплекс конца позднего плейстоцена (Последнее оледенение... , 1977).

«Салемальская» свита перекрывается карчагинскими слоями — пачкой аллювиальных кварцевых песков с глинистыми и супесчаными прослоями и обломками обугленной древесины мощностью до 20—25 м, относимой к концу ширтинского времени (Последнее оледенение... , 1977).

В приледниковой и на самом юге ледниковой зоны на западе равнины к ширтинскому горизонту в Схеме 1978 г. отнесена (без собственного названия) часть разреза сузгунской толщи (см. выше) — погребенная почва в подошве колтырминской свиты (по В. С. Волковой, 1966) или, что то же — в кровле пачки *a* по делению Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского (1974), а также сопутствующие ей озерно-болотные и озерные отложения довольно неопределенного стратиграфического объема.

В восточной части Обь-Иртышского междуречья развиты сходные образования, названные соколовским литокомплексом: его нижнюю часть также относят к ширтинскому горизонту (Б. В. Мизеров и др., 1971 г.).

Палинологические данные по ширтинским отложениям в таком их понимании сведены в коллективной работе «История развития растительности...» (1970); большинство ее авторов пришли к выводу о межстадиальном, а не межледниковом характере растительности во время накопления этих осадков.

Такая точка зрения на возраст этих слоев не является единственной. Выше упоминалось, что Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский (1974) сузгунскую свиту целиком относят к самаровскому горизонту, а к ширтинскому горизонту — аллювиальные отложения (названные нижнетавдинской свитой), слагающие, по их представлениям, нижнюю часть разреза III террасы. С. А. Архипов образования, интерпретированные в Схеме 1978 г. как ширтинские, считает в этих районах (на основании ряда радиоуглеродных дат) по большей части принадлежащими к верхнему плейстоцену (Палеогеография... , 1980).

Тазовский горизонт

Горизонт выделен (в ранге яруса) в 1954 г. С. Б. Шацким (Стратиграфический словарь... , 1982). Он объединяет отложения второго среднечетвертичного оледенения (стадии), сопоставляемого с московским оледенением Русской равнины.

Ледниковые отложения тазовского горизонта — *тазовская свита*, как говорилось, редко бывают отделены от самаровских межморенными слоями и выделяются поэтому главным образом по геоморфологическим признакам.

Краевые образования этого оледенения слагают грандиозный субширотный пояс, совпадающий с Сибирскими Увалами. Здесь развиты различные виды ледникового рельефа, отличающиеся от следов самаровского оледенения довольно высокой степенью сохранности (А. А. Земцов, 1976 г.). Ледниковые отложения представлены валунными суглинками основных морен, мощностью от 20 до 50 м, абляционными грубообломочными моренами, песчаными накоплениями камов, широко распространены напорные морены, образованные из-подстилающих пород. Валунные суглинки тазовского оледенения в Приуральской части равнины и на Белогорье описали С. А. Архипов, Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский, в центральных районах — С. Б. Шацкий и А. А. Земцов, на Енисее — С. А. Архипов, Ю. А. Лаврушин, В. А. Зубаков и другие, но интерпретация возраста одних и тех же разрезов моренных толщ у перечисленных исследователей не всегда совпадает.

В обнажениях по Енисею тазовская морена прослеживается вплоть до побережья Сев. Ледовитого океана. В низовьях Енисея в ней много остатков морской фауны, и она здесь сначала долгое время описывалась как санчуговская свита «мореноподобных» пород морского и гляциоморского происхождения. Поэтому в региональных стратиграфических схемах одно время фигурировал тазовско-санчуговский горизонт. Затем в ней были обнаружены моренные гляциодинамические текстуры

и показана аллохтонность заключенных в этой толще остатков морских организмов (Каплянская, Тарноградский, 1975).

Отметим, что в ней встречаются не только местонахождения ассимилированных ледником скоплений фауны, принадлежавшей упоминавшимся санчуговским комплексом моллюсков и фораминифер (вместе с меловыми формами), но и такие, которые содержат раковины моллюсков, считающихся характерными для более поздних казанцевских слоев, и даже парадоксальные сочетания макрофауны санчуговского комплекса с микрофауной казанцевского в одних и тех же слоях (Гудина, 1976, Каплянская, Тарноградский, 1978).

Эти факты порождают сомнения в безусловности стратиграфического значения выделенных фаунистических комплексов, а кроме того, видимо, являются признаком существования на пути среднечетвертичного ледникового покрова (может быть на шельфе Карского моря) пород («миндель-рисских»? доледниковых?) с фауной не только арктической и бореально-арктической, но и бореальной.

Тазовская (санчуговская) морена на Нижнем Енисее перекрывается пачкой слоистых никитинских песков, ранее носивших название водораздельных (С. Л. Троицкий, 1966 г.; 1972 г.); В. А. Зубаков (1972) называет их малышевскими. Благодаря присутствию в них иногда остатков морской фауны и микрофауны, эти пески нередко считали морскими отложениями. Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский полагают, что эти пески скорее всего — флювиогляциальные образования времени отступления ледника, оставившего санчуговскую морену. В Схему 1978 г. никитинские пески не вошли.

Горизонт тазовской континентальной морены выделяется (по скважинам) также и на Нижней Оби (Последнее оледенение, 1977).

В Приенисейском районе для тазовской морены имеются термoluminesцентные датировки в интервале 192—241 тыс. лет (Покровные материковые оледенения. . ., 1976).

С юга тазовский моренный пояс окаймлен обширными песчаными задровыми полями, имеющими незначительный уклон к югу; наиболее крупным из них является так называемое Сургутское поле в центре равнины. Мощность флювиогляциальных песков по А. А. Земцову составляет здесь 5—10 м; они содержат лесотундровые спорово-пыльцевые спектры.

Самостоятельность тазовского оледенения (стадии) признается не всеми исследователями. Его не выделяют В. Н. Сакс, С. А. Стрелков, С. Л. Троицкий, Г. И. Лазуков, В. А. Лидер и Ю. Ф. Захаров.

В приледниковой зоне максимального оледенения в пределах придолинной части Обь-Иртышского междуречья к тазовскому горизонту в Схеме 1978 г. отнесена (без собственного названия) часть сузгунской толщи, которая соответствует верхней части колтырминской свиты, по В. С. Волковой (1966), или пачке в сузгунской свиты, по Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградскому (1974). В разрезах по Средней Оби сюда же относятся верхние слои соколовского литоконглолята, выделенные Б. В. Мизеровым и др. в 1971 г. Те и другие представлены озерно-аллювиальными алевритовыми породами, частью лёссовидными мощностью несколько метров. В них часто встречаются разновозрастные им мерзлотные явления, а по палинологическим данным восстанавливается перигляциальная растительность.

С. А. Архипов в большинстве разрезов (кроме Вороновского и Уртамского яров) считает эти слои позднечетвертичными (Палеогеография. . ., 1980). Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский включали их в самаровский горизонт, а к тазовскому относили липовскую свиту.

Ширтинский и тазовский горизонты нерасчлененные

Отложения времени второго среднечетвертичного полного климатического ритма без разделения на горизонты выделяются (в значительной мере условно) во внеледниковой зоне.

Сюда отнесены *верхние пачки краснодубровской свиты* Приобского степного плато (см. выше), представленные лёссовидными супесями и суглинками. В разрезе у с. Белово они имеют термолюминесцентные датировки 224 ± 25 и 123 ± 11 тыс. лет. Это IV и III циклы, по А. А. Свиточу и др. (Разрез новейших отложений. . . , 1978), или IV и V пачки, по В. А. Зубакову (Геохронология СССР, 1974 г.).

Такой же возраст придан так называемым калманским слоям. Их в ранге свиты впервые выделил в 1967 г. О. М. Адаменко; стратотипическим разрезом являются обнажения в районе с. Калистратиха.

Об объеме и о возрасте калманских слоев нет еще единого мнения (Зудин и др., 1977; Разрез новейших отложений. . . , 1978; В. С. Зажигин, 1980; В. А. Панычев, 1979).

Ширтинско-тазовский возраст придан в Схеме 1978 г. и отложениям IV террасы (бийской) высотой 60—75 м Бийско-Барнаульской впадины. Для них имеется термолюминесцентная датировка $113 \pm 13,2$ тыс. лет. Название террасе дал в 1928 г. В. П. Нехорошев; стратотипический разрез ее осадков, расположенный у восточной окраины г. Бийска, изучали недавно многие исследователи из МГУ (Разрез новейших отложений. . . , 1978) и В. А. Панычев (1979).

Бахтинский надгоризонт

Бахтинский надгоризонт, введенный в стратиграфические схемы в 1960 г. (Решения и труды. . . , 1961), объединяет отложения двух среднеплейстоценовых ледниковых горизонтов — самаровского и тазовского и разделяющего их ширтинского.

Название надгоризонт получил по уже упоминавшемуся разрезу на Енисее вблизи устья р. Бахты, где хорошо представлены обе среднеплейстоценовые морены и разделяющие их слои.

В ледниковой зоне к бахтинскому надгоризонту относится выделенная Ю. Ф. Захаровым (1965 г.) *усть-ляпинская толща* — комплекс ледниковых и водноледниковых отложений мощностью 40—100 м, распространенных в приуральской части равнины.

В северной зоне, в Нижнесобском районе бахтинский надгоризонт в Схеме 1978 г. представлен *салехардской толщей*, которая, по Г. И. Лазукову (1970), представляет собой занимающую большую площадь морские и ледниково-морские отложения значительной мощности (до 100—200 м) с преобладанием «мореноподобных» супесчано-суглинистых пород.

В результате изучения разрезов скважин, практически дублирующих типовые разрезы салехардской свиты, С. А. Архипов и другие установили (Последнее оледенение. . . , 1977), что она состоит из разнородных и разновозрастных образований, среди которых имеются континентальные морены средне- и позднечетвертичного возраста и межморенные слои. Эти подразделения, образованные за счет дробления салехардской «суперсвиты» (по выражению С. А. Архипова), также присутствуют в Схеме 1978 г.

Салехардская толща, таким образом, представляет собой элемент стратиграфической схемы, основанной на представлениях, значительно отличающихся от положенных в основу Схемы 1978 г., и помещение ее в последнюю, как и других свит ямальской серии (комплекса), не является логичным.

Во внеледниковой зоне, в бассейне Иртыша к бахтинскому надгоризонту отнесены перигляциальные аллювиальные осадки (Решения и труды. . . , 1961), со следами мерзлоты, слагающие поверхность четвертого надпойменного террасового уровня мощностью до 10 м, которые являются как бы продолжением к югу озерно-аллювиальной сузгунской толщи (см. выше).

Сюда отнесены *верхние пачки красnodубровской свиты* Приобского степного плато (см. выше), представленные лёссовидными супесями и суглинками. В разрезе у с. Белово они имеют термолюминесцентные датировки 224 ± 25 и 123 ± 11 тыс. лет. Это IV и III циклы, по А. А. Свиточу и др. (Разрез новейших отложений. . . , 1978), или IV и V пачки, по В. А. Зубакову (Геохронология СССР, 1974 г.).

Такой же возраст придан так называемым калманским слоям. Их в ранге свиты впервые выделил в 1967 г. О. М. Адаменко; стратотипическим разрезом являются обнажения в районе с. Калистратиха.

Об объеме и о возрасте калманских слоев нет еще единого мнения (Зудин и др., 1977; Разрез новейших отложений. . . , 1978; В. С. Зажигин, 1980; В. А. Панычев, 1979).

Ширтинско-тазовский возраст придан в Схеме 1978 г. и отложениям IV террасы (бийской) высотой 60—75 м Бийско-Барнаульской впадины. Для них имеется термолюминесцентная датировка $113 \pm 13,2$ тыс. лет. Название террасе дал в 1928 г. В. П. Нехорошев; стратотипический разрез ее осадков, расположенный у восточной окраины г. Бийска, изучали недавно многие исследователи из МГУ (Разрез новейших отложений. . . , 1978) и В. А. Панычев (1979).

Бахтинский надгоризонт

Бахтинский надгоризонт, введенный в стратиграфические схемы в 1960 г. (Решения и труды. . . , 1961), объединяет отложения двух среднеплейстоценовых ледниковых горизонтов — самаровского и тазовского и разделяющего их ширтинского.

Название надгоризонт получил по уже упоминавшемуся разрезу на Енисее вблизи устья р. Бахты, где хорошо представлены обе среднеплейстоценовые морены и разделяющие их слои.

В ледниковой зоне к бахтинскому надгоризонту относится выделенная Ю. Ф. Захаровым (1965 г.) *усть-ляпинская толща* — комплекс ледниковых и водноледниковых отложений мощностью 40—100 м, распространенных в приуральской части равнины.

В северной зоне, в Нижнесибирском районе бахтинский надгоризонт в Схеме 1978 г. представлен *салехардской толщей*, которая, по Г. И. Лазукову (1970), представляет собой занимающую большую площадь морские и ледниково-морские отложения значительной мощности (до 100—200 м) с преобладанием «мореноподобных» супесчано-суглинистых пород.

В результате изучения разрезов скважин, практически дублирующих типовые разрезы салехардской свиты, С. А. Архипов и другие установили (Последнее оледенение. . . , 1977), что она состоит из разнородных и разновозрастных образований, среди которых имеются континентальные морены средне- и позднечетвертичного возраста и межморенные слои. Эти подразделения, образованные за счет дробления салехардской «суперсвиты» (по выражению С. А. Архипова), также присутствуют в Схеме 1978 г.

Салехардская толща, таким образом, представляет собой элемент стратиграфической схемы, основанной на представлениях, значительно отличающихся от положенных в основу Схемы 1978 г., и помещение ее в последнюю, как и других свит ямальской серии (комплекса), не является логичным.

Во внеледниковой зоне, в бассейне Иртыша к бахтинскому надгоризонту отнесены перигляциальные аллювиальные осадки (Решения и труды. . . , 1961), со следами мерзлоты, слагающие поверхность четвертого надпойменного террасового уровня мощностью до 10 м, которые являются как бы продолжением к югу озерно-аллювиальной сузгунской толщи (см. выше).

Следует попутно отметить, что в Схеме 1978 г. террасовые образования бассейнов Иртыша и Оби в разных районах остаются еще недостаточно увязанными. Так, например, осадки, слагающие поверхность аккумулятивных равнин того же четвертого надпойменного уровня в приледниковой зоне на Иртыше, считаются сформированными не в среднем, а в позднем плейстоцене, в его первой половине, что соответствует схеме В. С. Волковой (1966). В свою очередь для Средней Оби образования, занимающие в Схеме тот же казанцевско-зырянский возрастной интервал, понимаются не как рельефообразующие, а как погребенные под слоями второй половины позднего плейстоцена, в чем отразились представления С. А. Архипова о развитии речных долин (Палеогеография. . ., 1980). Несогласованность в датировках и корреляции террасовых уровней обусловлена тем, что работа над Унифицированной схемой 1978 г. совпала с переломным моментом в развитии взглядов на строение и возраст террасовой лестницы всего бассейна Оби. Наряду со ставшим традиционным и вошедшим в практику геологического картирования представлением о формировании серии аккумулятивных водораздельных равнин и террас в приледниковой и ледниковой зонах на протяжении значительной части плейстоцена (В. А. Мартынов, 1961 г.; Перигляциальная формация. . ., 1961; В. Д. Тарноградский, 1963 г.) теперь развивается новый взгляд, основанный на результатах радиоуглеродного датирования террасовых отложений.

Согласно новой схеме, отложения, слагающие поверхности террас в долинах, имеют очень молодой возраст — послекаргинский (Архипов, Фирсов и др., 1973; Палеогеография. . ., 1980). По этой схеме все более древние отложения в долинах не образуют террасовых уровней, отчасти размыты, а по большей части погребены при формировании молодых террас и ныне (за редким исключением) могут наблюдаться только в их цоколях. Возникновение такого подхода также, впрочем, приходится на 60-е годы (И. А. Волков, В. С. Волкова, 1965 г.; С. А. Архипов, 1967 г.).

Эти выводы находятся на стадии уточнения и не могут быть пока применены для всей территории. Поэтому в Схеме 1978 г. в одних районах (главным образом для внеледниковой зоны) отражены прежние представления о возрасте террас, а в других — более новые, причем последние (в неявном виде) в двух вариантах: для Средней Оби по последней схеме, предложенной С. А. Архиповым, а для Нижнего Прииртышья по более ранней — В. С. Волковой.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

На территории Западной Сибири верхний плейстоцен включает два межледниковых горизонта — казанцевский и каргинский и два ледниковых — ермаковский и сартанский. Последние, вместе с разделяющим их каргинским, объединяются в зырянский надгоризонт. Отложения верхнего звена наиболее широко распространены и подробно изучены в северной части равнины, где находятся стратотипы большинства выделяемых подразделений, в том числе почти всех горизонтов. Они занимают там большие площади и часто достигают значительной мощности, в то время как на юге локализуются главным образом в речных долинах и образуют тонкие прерывистые субэаральные покровы на различных элементах древнего рельефа.

За последние 10—15 лет многие представления о стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена претерпели существенные изменения благодаря широкому применению радиоуглеродного датирования. При этом наряду с несомненными достижениями возникли новые трудности; в частности, многие подразделения геологического разреза, традиционно считавшиеся относительно древними, оказались очень молодыми и были смещены вверх по шкале, в результате чего остались ничем не заполненные пробелы.

Изменились представления о строении и возрасте террасовых комплексов, о размерах и характере последнего оледенения, о времени формирования основных элементов современного рельефа Западно-Сибирской равнины.

Казанцевский горизонт

Первый межледниковый горизонт верхнего плейстоцена был назван казанцевским по решению бюро Постоянной комиссии по четвертичной системе при МСК в 1960 г.

Горизонт назван по типовым отложениям с морской фауной, включающей бореальные формы; выделен В. Н. Саксом в 1945 г. (В. Н. Сакс и К. В. Антонов, 1945 г.). Он связывал их образование с мелководной трансгрессией, соответствующей бореальной трансгрессии европейской части СССР, и предполагал ее ограниченное распространение только по эрозионным понижениям на крайнем севере, а также быструю смену в южном направлении морских отложений континентальными с обильными растительными остатками. Такое представление о казанцевском горизонте сохранилось в общих чертах и до настоящего времени.

За время, прошедшее после первых публикаций о казанцевских отложениях, накопилось много сведений о находках остатков бореальной морской фауны в разных частях севера Западно-Сибирской равнины, хотя геологические условия их залегания в большинстве случаев остались недостаточно определенными, а принадлежность к казанцевским морским отложениям не всегда доказанной. Проведено также сопоставление морских казанцевских отложений с морскими эемскими слоями Западной Европы и сангамонскими — Северной Америки (Н. В. Кинд, 1974 г.; Троицкий, 1979). В ряде районов Западной Сибири выделены и изучены предполагаемые континентальные аналоги казанцевских слоев.

Казанцевская свита впервые описана В. Н. Саксом в Усть-Енисейском районе и названа по правому притоку Енисея — р. Казанке (казанцевой). Первоначально именовалась В. Н. Саксом «горизонт с *Cyprina islandica*», затем казанцевским горизонтом, а с 1959 г. — казанцевской свитой. Она представлена песками и супесями с горизонтальной слоистостью, мощностью до 20—30 м с линзами суглинков, сверху — с прослоями галечников и обильной морской фауной.

Представление о том, что казанцевская свита связана постепенным переходом с подстилающими слоями, не подтвердилось; в основании ее можно наблюдать следы размыва в виде базального горизонта из валунно-галечного материала. Перекрывают казанцевскую свиту, часто с резким экзарационным контактом, ледниковые отложения разных стадий позднеледникового оледенения.

По большей части казанцевская свита имеет нарушенное залегание из-за термокарстовых провалов в основании и гляциодислокаций, связанных с последующими оледенениями. Поэтому она не образует здесь выдержанный горизонт, а представлена нечетко оконтуренными фрагментами, встречающимися на близких гипсометрических отметках (обычно выше уровня моря). Вывод о значительной мощности казанцевской свиты (до 60—80 м), который можно встретить у ряда исследователей, очевидно, связан, в частности, со сложными условиями ее залегания.

Попытки выделить в составе свиты несколько пачек, отражающих изменения фациальных обстановок на протяжении трансгрессии и, соответственно, комплексов фауны, не принесли заметных результатов из-за фрагментарности выходов и нарушенного залегания пород, с одной стороны, и отсутствия четких различий по фауне — с другой. Распространенным является представление о существовании образованной казанцевскими морскими отложениями террасы высотой 60—80 м, сохранившейся в виде равнинной территории с покровом ледниковых образова-

ний последующих оледенений и namного превышающей обычную высоту росс-вюрмского уровня (18—20 м) мирового террасового ряда (С. Л. Троицкий, 1975 г.; Троицкий, Кулаков, 1976), что объясняют продолжавшимися гляциостатическими движениями после среднеплейстоценового оледенения. Но существует также мнение, что в пределах западно-сибирского Севера нет выраженной в рельефе казанцевской террасы, морские отложения в автохтонном залегании располагаются на достаточно низких абсолютных высотах и полностью погребены последующими ледниковыми накоплениями, а выходы свиты и находки свойственных ей фаунистических остатков на более высоких отметках связаны с аллохтонными фрагментами казанцевских отложений в перекрывающей ледниковой толще. Казанцевские морские отложения северо-восточной части равнины выделяются (С. Л. Троицкий, 1975 г.) прежде всего по присутствию остатков морской макрофауны с бореальными *Arctica islandica* (L.), *Zirphaea crispata* (L.), *Cardium edule* L., а в северной части с *Chlamys islandicus* (Müll.), также по обилию растительных остатков, прослоев намывного торфа, присутствию обломков древесины.

Комплекс фораминифер из казанцевских отложений, по В. И. Гудиной (1969 г., 1976 и др.), достаточно обособлен от более древних и молодых, устойчиво сохраняет свои диагностические признаки и поэтому имеет стратиграфическое значение. Однако только в некоторых пунктах, где изучались фораминиферы казанцевского комплекса, отложения, из которых они были извлечены, могут с достаточной уверенностью относиться к морской казанцевской свите. Наиболее достоверными являются местонахождения фораминифер в морских казанцевских песках с обильной фауной моллюсков в обнажениях на Луковой протоке и у зим. Кареповского (выше ручья Верхнекареповского). В последнем число фораминифер в одной пробе достигает 2000, количество видов в пробах колеблется от 10—12 до 15—20, присутствует характерная в Западной Сибири только для казанцевских отложений *Quinqueloculina agglutinata* Cushman. В других пунктах на Енисейском севере принадлежность отложений с казанцевским комплексом фораминифер к казанцевской свите либо не доказана, либо оспаривается другими исследователями.

Богатые морские диатомовые флоры, возможно, казанцевского возраста, были найдены в двух естественных обнажениях Большехетского района (А. М. Белевич, 1963 г., 1965 г.). Они несколько различаются, и А. М. Белевич полагает, что к казанцевскому времени скорее может относиться более тепловодный комплекс с р. Соленой, но, по В. Я. Слободину и О. В. Суздальскому (1969 г.), он происходит из более древних отложений, а казанцевским является комплекс с р. Бол. Хеты. К казанцевскому межледниковью относятся и отложения, богатые диатомовыми, из скв. 9 СГПК у ст. Фарково на р. Турухан и залегающие ниже уровня моря. Это диатомовая флора эстуарного типа, в ней ведущее место занимают северные и южнобореальные умеренно теплолюбивые формы, а арктические полностью отсутствуют. Этот комплекс указывает на потепление, более значительное, чем в оптимум голоцена, и существенное смягчение климата (З. В. Алешинская, 1961 г.). В этом комплексе и комплексе с Бол. Хеты присутствуют одни и те же виды, которые считаются свойственными только казанцевским отложениям (А. М. Белевич, 1963).

Из анализа данных ясно, что в стратотипическом районе казанцевские отложения не изучены сколько-нибудь комплексно; как правило, типичная казанцевская морская макрофауна известна в одних разрезах, казанцевский комплекс фораминифер изучен в других (за единственным исключением), диатомовые, которые могли бы по своему составу быть соотнесены с казанцевским межледниковьем — в третьих. Более расплывчатой в связи с этим становится и литологическая характеристика казанцевской свиты.

Радиоуглеродные датировки по древесине из отложений, относимых к верхней части разреза казанцевского горизонта в Усть-Енисейском районе и представленных косослоистыми аллювиальными песками с растительными остатками, показали запредельный возраст (более 45 000 лет, ГИН-101) с р. Яръяхамал и более 48 000 лет (ГИН-255) из разреза на северной окраине г. Дудинки (Н. В. Кинд, 1974 г.).

На северо-западе Западной Сибири изученность казанцевских отложений до настоящего времени остается незначительной, а имеющиеся сведения — фрагментарными.

При геологической съемке, проводившейся здесь в начале 50-х годов, к казанцевскому времени были отнесены бедные фауной отложения, выделенные под названием сангомпанской свиты (Труды межвед. Совещ. по разработке униф. стратиграфич. схем Сибири 1956 г.); позднее к казанцевскому межледниковью относили только нижнюю часть этой свиты.

На Оби нижняя часть сангомпанских отложений содержит пресноводные ostracodes (В. И. Гудина, 1966 г.), спорово-пыльцевые спектры с преобладанием древесных пород и солоноватоводные диатомовые (Л. В. Голубева, 1960 г.). В. Н. Сукачев (1922 г.) в них обнаружил остатки растений лесной зоны, ныне произрастающих южнее.

В стратотипическом разрезе у пос. Сангомпан на левом берегу Малой Оби С. А. Архипов (Последнее оледенение. . ., 1977) слои казанцевского возраста (но теперь уже в аллювиальных фациях) выделял по-прежнему в нижней части разреза (в интервале от +12 до -45 м). Из них получена дата по ^{14}C более 50 000 лет (СОАН-666). Вышележащие слои — ленточнослоистые озерно-ледниковые осадки — отнесены к одной из фаз позднеплейстоценового оледенения.

Собственно морские казанцевские отложения выделяют теперь в низовьях Оби в интервале от +8,0 до -57,0 м, где они (по С. А. Архипову) представлены морскими и ледово-морскими песчаными и глинистыми отложениями, включающими прослой мореновидных плохо отсортированных суглинистых пород с рассеянным обломочным материалом. В этих прослоях были найдены фораминиферы казанцевского комплекса, что дало основание датировать вмещающие породы казанцевским межледниковьем. В Нижнем Приобье казанцевский комплекс фораминифер (по сравнению с комплексом из Нижнеенисейского района) характеризуется относительной бедностью видового состава и небольшим числом экземпляров, представленных крупными раковинами (Последнее оледенение. . ., 1977). Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений отражают лесотундровый тип растительности.

Очертания береговой линии казанцевского моря в целом остаются неопределенными. Наиболее глубокое проникновение ингрессии намечается по левобережью Енисея вдоль долин Бол. Хеты и Турухана, включая (по данным В. В. Комарова) широтный отрезок последнего.

Сводную характеристику казанцевского межледниковья по северной части Западной Сибири и Таймырской низменности на основании анализа палеонтологического материала с привлечением данных по другим районам Сибири дал С. Л. Троицкий (1979). Он выделил три фазы: 1) начальное относительное улучшение климата, 2) климатический оптимум, 3) финальное ухудшение климата. В первую фазу природные условия были близки к современным. Во вторую фазу (максимум трансгрессии) на большой площади распространилась богатая фауна морских моллюсков (111 видов), ракообразных (6 видов), брахиопод (3 вида). Зоогеографический состав комплекса отражает значительное потепление климата и исключительно глубокое проникновение бореальных видов в арктические моря, главным образом с запада, а частью — и с востока. Среди западных бореальных иммигрантов насчитывается 15 видов, живущих ныне в 1500—2000 км от этих районов. Температуры воды в море и воздухе над сушей были заметно выше современных. В границах расселения бореальных видов температура воды не опуска-

лась ниже 0 °С, море не замерзало, хотя и существовала полоса берегового припая. В Усть-Енисейском районе около 70° с. ш., по расчетам С. Л. Троицкого, температура воздуха в оптимальную фазу повышалась на 5—6 °С, на морском побережье здесь существовала северная и средняя тайга, а зона тундры исчезала. Климатические условия поздней фазы изучены хуже из-за плохой сохранности верхних горизонтов казанцевских отложений.

Заметим, что эта палеогеографическая характеристика казанцевского времени в какой-то своей части, по-видимому, получена по палеонтологическим находкам, взятым из геологических тел другого возраста.

Континентальные аналоги казанцевских отложений изучены еще недостаточно, а их положение в геологическом разрезе центральной и в особенности — южной части Западно-Сибирской равнины остается не вполне определенным.

В зоне максимального оледенения одним из них является *ялбыньинская толща*, выделенная Ю. Ф. Захаровым (1965 г., 1972а) в бассейне нижней Оби. Она названа по р. Ялбынья (правому притоку р. Северной Сосьвы) и представлена сложно построенной толщей алевроитов, песков и глин.

Мощность свиты колеблется от 15 до 45 м. Ялбыньинская толща, по Ю. Ф. Захарову, является рельефообразующей и в Северном Зауралье слагает обширную озерно-аллювиальную равнину с четким тыловым швом (IV надпойменный террасовый уровень). Считается, что ялбыньинская толща широко распространена также в пределах нижнего и среднего течения Оби и в низовьях Иртыша, где слагает аккумулятивные равнины с абсолютными высотами 80—120 м. Отложения ялбыньинской толщи залегают на размытой поверхности тазовской свиты или усть-ляпинской толщи. Отмечается, что непосредственный переход ее в казанцевские морские отложения не прослежен. К ялбыньинской толще, в частности, отнесены подвергшиеся сильным термокарстовым нарушениям локальные образования («вложки») с погребенными торфяниками, залегающие в понижениях на морене и дочетвертичных породах на Оби, в обнажениях ниже устья Карымкарского сора. Они представлены в основном озерными и частично аллювиальными фациями, богатыми органическими остатками (семена, плоды, древесные остатки, пыльца, споры, диатомовые водоросли и т. д.). В значительной мере именно на их палеонтологической характеристике основано отнесение ялбыньинской толщи к казанцевскому межледниковью. На основе палеокарпологических исследований этих отложений В. П. Никитин сделал заключение о смещении ландшафтных зон на 3—4° к северу и климате более мягком, чем современный. Из этих же отложений известно значительное число повторных определений по ¹⁴C, причем более поздние из них оказались за пределами.

Представление о широком площадном распространении казанцевских континентальных отложений в зоне максимального оледенения, вероятно, в будущем изменится, и из ялбыньинской толщи выделятся собственно межледниковые аллювиальные и озерные слои, локализованные в погребенных долинах и отдельных впадинах. Такие озерные осадки обнаружены на междуречье по левобережью Енисея (Архипов, 1971), а погребенная казанцевская долина установлена вдоль современной Оби у г. Салехарда, в устье р. Казыма и низовьях Северной Сосьвы (Последнее оледенение. . ., 1977). Очевидно, ялбыньинская толща в современном ее понимании, наряду с межледниковыми казанцевскими слоями, включает флювиогляциальные образования и отложения приледниковых разливов предшествующего и последующего оледенений.

В долине Енисея в ледниковой зоне, по С. А. Архипову (1971), аллювиальные отложения казанцевского возраста достоверно не известны вследствие глубокой ледниковой переработки в ермаковско-раннекаргинское время. В. А. Зубаков (1972) выделяет их в разрезе мирнов-

ской террасы и алинской озерно-аллювиальной равнины. Спориво-пыльцевые диаграммы из этих осадков, по мнению В. А. Зубакова, бесспорно свидетельствуют об их принадлежности к казанцевскому межледниковью и включают фазу оптимума с растительностью южной тайги, а абсолютный возраст более 53 тыс. лет (ЛГ-25) и более 59 тыс. лет (ЛГ-21) этому не противоречит (Геохронология СССР, т. 3, 1974 г.).

В приледниковой зоне максимального оледенения в западной части равнины к казанцевскому межледниковью обычно относят часть разреза покровной толщи Обь-Иртышского междуречья (IV надпойменный уровень) — верхнюю погребенную почву и сопутствующие ей озерно-болотные отложения; вместе с перекрывающими ее лёссовидными суглинками она составляет преобразенскую свиту, по В. С. Волковой (1966).

Для восточной части приледниковой зоны (Среднее Приобье) принадлежащими к казанцевскому горизонту согласно стратиграфической схеме, разработанной С. А. Архиповым (Палеогеография Западно-Сибирской равнины. . ., 1980), признаны отложения, занимающие иную геолого-геоморфологическую позицию. Здесь к казанцевскому межледниковью отнесены осадки, встреченные в цоколях молодых террас, залегающие на тех же отметках, что и тобольские, вложенные в последние и из-за близости фациального состава трудно от них отличимые. Из казанцевских «диагональных песков» в Среднем Приобье как будто бы происходят остатки фауны позднепалеолитического комплекса, не свойственные тобольскому аллювию, а по данным палинологического анализа установлено распространение темнохвойной тайги в условиях относительно влажного и теплого климата (Плейстоцен Сибири и смежных областей, 1973).

Выделение слоев, принадлежащих к казанцевскому горизонту на юге — во внеледниковой зоне, — производится еще более условно, чем в ледниковой и приледниковой зонах. В соответствии с теми представлениями, которые сложились в начале 60-х годов, казанцевские слои должны участвовать в разрезе III надпойменной террасы, а также карасукской и касмалинской свит (см. ниже), а в отдельных детально изученных разрезах имеется возможность более или менее надежно выделить собственно казанцевские слои и в цоколях более молодых террас.

Так, в бассейне Иртыша — в Павлодарском Прииртышье к казанцевскому межледниковью относят торфяник из обнажения у с. Жас-Кайрат. Он принадлежит к цоколю II надпойменной террасы и перекрыт ее маломощным аллювием, в свою очередь, погребенным лёссовидной палеовой толщей. По данным палеокарпологических исследований этот автохтонный торфяник имеет скорее всего казанцевский возраст. Находки фаунистических остатков из подстилающих и перекрывающих отложений не противоречат такой датировке торфяника (С. А. Архипов, 1967 г.; В. П. Никитин, 1970 г.).

Ермаковский (нижнезырянский) горизонт

Первый ледниковый горизонт верхнего плейстоцена долгое время именовался зырянским, но после установления более молодого возраста гыданской (каракульской) морены, составлявшей основную часть этого горизонта и слагающей обширные пространства на Енисейском Севере (С. Л. Троицкий, 1967 г.), в Унифицированной схеме 1967 г. зырянским был назван надгоризонт, объединяющий все ледниковые образования позднего плейстоцена, которые соответствуют вьюрму—висконсину, а их нижний ледниковый горизонт получил название нижнезырянского. В Схеме 1978 г. он переименован в ермаковский по названию ледниковых образований, слагающих нижнюю часть позднеплейстоценового ледникового комплекса на ермаковской площади в Приенисейской Сибири (с сохранением «нижнезырянский» как дополнительного).

По современным представлениям накопление осадков ермаковского горизонта происходило примерно от 75 до 50 тыс. лет назад (Н. В. Кинд, 1974 г.). Ермаковский горизонт в Схеме 1978 г. включает помимо собственно ермаковских слоев, хашгортские слои в Нижнем Приобье, озерно-ледниковые и озерные супеси и суглинки в северо-западной части равнины и Зауралье, фарковскую свиту в Приенисейской северо-восточной части равнины, верхнюю часть разреза IV террасы в приледниковой зоне максимального оледенения, а во внеледниковой зоне — верхнюю часть разреза III надпойменной террасы и верхи карасукской и касмалинской свит.

Впервые отложения стадии оледенения, названной *ермаковской*, были выделены С. П. Альтером (1960 г.) на правом берегу Енисея выше устья р. Курейки как флювиогляциальные образования и валунные суглинки, насыщенные обломочным материалом и образующие резко выраженные в рельефе конечноморенные образования, которые сопоставлены им с ньяпанской стадией, относившейся тогда к первому позднеплейстоценовому оледенению. Морена более ранней — максимальной стадии этого оледенения, названной С. П. Альтером костинской, выделялась им южнее — между районом с. Ермаково и устьем р. Бакланихи. Позднее в результате исследований, сопровождавшихся буровыми работами на ермаковской площади, было обнаружено, что ледниковая толща здесь подразделяется на две части (С. А. Архипов, 1967 г.; 1971). Нижнюю, представленную мореной и перекрывающими ее ленточными глинами и не выражающуюся в современном рельефе, С. А. Архипов называл ермаковской и считал докаргинской, а верхнюю, составлявшую основное содержание ермаковских слоев, по С. П. Альтеру — грубосортированные валунные галечники и супесчаные валуносодержащие породы, слагающие холмисто-озерный рельеф, отнес к послекаргинскому времени и объединил их с отложениями ньяпанской стадии. Таким образом, ермаковские слои С. А. Архипов понимает существенно иначе, чем С. П. Альтер.

Такое подразделение ледниковой толщи на ермаковской площади оспаривается В. А. Зубаковым (1972), который считает ее единым комплексом, к которому прислонены отложения каргинской террасы. Ленточные глины, по В. А. Зубакову, не разделяют ледниковую толщу, а замещают ее по простиранию; они описаны им под названием ангутихинских слоев. В Схеме 1978 г. принято представление С. А. Архипова о ермаковских слоях так, как оно уже утвердилось в литературе.

Вопрос о южном пределе распространения ермаковской стадии не решен. С. А. Архипов (1971) считает, что ермаковская морена не прослеживается южнее ст. Якуты.

Некоторые исследователи полагают, что в позднем плейстоцене оледенение распространялось далеко на юг по Енисейской депрессии — до р. Бахты и даже южнее.

Вероятно, граница первого позднеплейстоценового оледенения пересекает Енисей примерно там, где С. П. Альтер (1960 г.) проводил границу костинской стадии зырянского оледенения. По последним данным В. И. Астахова, здесь к Енисею подходит надымский пояс краевых образований (Палеогеография Западно-Сибирской равнины..., 1980).

К северу от г. Игарки ермаковские слои не имеют сплошного распространения. По данным С. А. Архипова (1971) они прослеживаются в цоколе II надпойменной террасы, а в бассейне р. Дудинки перекрываются валунно-песчаной мореной ньяпанской стадии, которую в настоящее время относят к сартанскому оледенению. Следы двух моренных горизонтов, разделенных озерно-ледниковыми слоями в разрезах гряды Ньяпан, находил и С. А. Стрелков (Троицкий, 1979).

В стратотипическом для зырянских ледниковых отложений Усть-Портовском районе, где они были впервые выделены В. Н. Саксом и названы по р. Зырянке — правому притоку Енисея выше пос. Усть-Порт (В. Н. Сакс и К. В. Антонов, 1945 г.), прослеживается только один по-

зднеплейстоценовый ледниковый комплекс. Он является рельефообразующим и долгое время относился к ранним (докаргинским) стадиям зырянского оледенения. После того, как С. Л. Троицкий (1967 г.) в низовьях р. Мал. Хеты установил присутствие отложений ледникового комплекса (морены и ленточные глины) поверх датированных каргинских аллювиальных отложений, получило распространение представление о молодом — позднезырянском (сартанском) возрасте залегающих на поверхности ледниковых образований на огромных площадях Приенисейской Сибири, включающих Гыданский полуостров на западе и район устья р. Турухан — на юге. Приходится предполагать поэтому, что ермаковские слои на больших площадях Енисейского Севера уничтожены во время сартанского оледенения.

Особого внимания заслуживает обнаруженное в 1973 г. в районе с. Ермаково, по-видимому, в отложениях ермаковского горизонта подробно изученное Е. Г. Карповым (Игарская НИМС СО АН СССР) местонахождение крупного массива реликтового глетчерного льда мощностью до 30 м, который вскрывается на правом берегу Енисея у ст. Денежкино и залегаёт на глубине от 3—5 до 15 м от поверхности. Во льду отмечены прослой и линзы моренного материала, отдельные валуны, в том числе крупные. Сохранность погребенного льда на небольшой глубине на широте Полярного круга свидетельствует косвенным образом о достаточно суровых климатических условиях послеермаковского времени на этой территории.

На Обском Севере к ермаковскому горизонту в Схеме 1978 г. отнесены *хашгортские слои* — комплекс ледниковых отложений, объединяющий морену, ленточные глины и флювиогляциальные пески. Эти подразделения выделил и описал С. А. Архипов с соавторами (Последнее оледенение. . ., 1977) под названием нижнезырянских, в качестве отложений первого (максимального) позднеплейстоценового оледенения Обского Севера, переходившего низовья Сев. Сосьвы и Казыма, и, возможно, дававшего выводной ледник по долине Оби до Малого Атлыма.

Хашгортские слои названы по пос. Хашгорт на правом берегу Бол. Оби между пос. Горки и Ханты-Питляр, несколько севернее пос. Мужик. Они имеют очень выдержанное распространение на Нижней Оби выше и ниже г. Салехарда, встречаются в скважинах в районе Салехардских увалов. Хашгортские слои имеют мощность 20—30 м, залегают на отложениях с казанцевским комплексом фораминифер (около Салехарда) или на аллювиальных осадках, отнесенных к казанцевскому горизонту, перекрываются харсонскими слоями каргинского горизонта или — в пределах террас — поздне-последнеледниковым аллювием. Положение подошвы хашгортских слоев колеблется в довольно большом диапазоне выше и ниже уровня моря, что связано с выпахиванием подстилающих отложений.

Морена в составе хашгортских слоев представлена плохосортированными суглинками, реже глинами или супесями с большим содержанием обломочного материала разного размера и окатанности. Наряду с основной, иногда вверху моренной толщи, встречается и абляционная морена, обогащенная крупнообломочным и грубопесчаным материалом, которая образует прерывистый слой 0,2—1,5 м толщиной.

Хашгортская морена содержит массу крупных и мелких отторженцев, среди которых встречаются разные типы пород и особенно много песков с растительными остатками и прослоями торфа. Семенная флора из образца торфа, по заключению В. П. Никитина, может иметь тобольский возраст, хотя и несколько отличается от типичных флор «диагональных песков», отражая климат несколько более теплый, чем современный.

Водно-ледниковые осадки и ленточные глины, образующие наряду с мореной хашгортские слои, связаны с ней фациальными переходами в единый парагенетический комплекс. Ленточные глины либо переслап-

ваются с мореной, либо перекрывают ее. В последнем случае вверх по разрезу они нередко опесчаниваются и переходят в слоистые супесчаные озерные осадки; из таких пород получена запредельная дата — более 50 000 лет (СОАН-649).

В последнее время представление С. А. Архипова о распространении ермаковского (раннезырянского) оледенения до 63° с. ш. в виде хотя и достаточно широкой, но субмеридиональной полосы и гипотетическом выводном леднике на Белогорской возвышенности, подкрепленное термолюминесцентными датами из пород, подстилающих верхнюю морену Белогорья — 100 ± 17 тыс. лет, две даты по 130 ± 31 , а также 120 ± 17 тыс. лет (Архипов и др., 1978), существенно изменилось под влиянием пространственно морфологических построений В. И. Астахова, основанных на дешифрировании аэро- и космических снимков в сочетании с геологическими и геоморфологическими наблюдениями. Граница первого позднеплейстоценового (ермаковского) оледенения теперь несколько условно проводится по субширотному поясу краевых ледниковых образований, пересекающему всю Западно-Сибирскую равнину примерно на 65° с. ш. и получившему название надымского (Палеогеография Западно-Сибирской равнины. . ., 1980).

В зоне максимального оледенения в Приенисейской части Западно-Сибирской равнины к ермаковскому горизонту в Схеме 1978 г. отнесена *фарковская свита*. Впервые отложения этой свиты были выделены С. Б. Шацким в 1952 г. под названием «фарковского горизонта», включающего приледниковые озерные слоистые глины времени максимального продвижения ледника и вышележащие преимущественно песчаные озерно-аллювиальные осадки этапа деградации зырянского оледенения.

Озерно-аллювиальную толщу многие исследователи считают теперь более молодой — каргинской или сартанской (Н. В. Кинд, 1974 г.; Палеогеография Западно-Сибирской равнины. . ., 1980), поэтому объем фарковской свиты следует, по-видимому, ограничить только нижней толщей подпрудно-озерных глин, которая севернее Туруханска переходит в ленточные глины ермаковских слоев.

В северо-западной части равнины в зоне максимального оледенения к ермаковскому горизонту в Схеме 1978 г. отнесены озерно-ледниковые и озерные супеси и суглинки мощностью 8—10 м. Немногочисленные сведения об этих породах имеются у С. А. Архипова и др. для Белогорского материка и прилегающих районов (Архипов и др., 1978; Палеогеография Западно-Сибирской равнины. . ., 1980). Это слоистые отложения озерного и, возможно, озерно-ледникового происхождения, датированные термолюминесцентным методом и занимающие различные геоморфологические позиции.

В приледниковой зоне максимального оледенения в западной части равнины к ермаковскому горизонту в Схеме 1978 г. без собственного названия отнесена верхняя часть разреза покровной толщи Тобольского материка (IV надпойменного уровня) — отложения, выделенные В. С. Волковой (1966) в преображенскую свиту (исключая погребенную почву в ее нижней части). Эти же отложения в 1961 г. С. А. Архипов и Г. И. Худяков описывали как «послетазовскую свиту», Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский (1974) — как верхнюю пачку сузгунской свиты среднечетвертичного возраста; в настоящее время С. А. Архипов не исключает их позднесартанского возраста (Палеогеография Западно-Сибирской равнины. . ., 1980). Это супесчаные и суглинистые осадки, достигающие, по В. С. Волковой, 15 м мощности; споры и пыльца обнаружены в них только в нижней части разреза; спектры, в которых преобладают споры, свидетельствуют о тундровом и лесотундровом типе растительного покрова. В этих отложениях найдены остатки костей мамонта позднего типа и шерстистого носорога.

В восточной части приледниковой зоны в качестве принадлежащих к ермаковскому горизонту (в соответствии с результатами работ группы под руководством С. А. Архипова) признаны озерные суглинки, гли-

ны и пески с тундровыми спорово-пыльцевыми спектрами мощностью 5—10 м, которые не входят в покровную толщу, а погребены под молодыми террасовыми образованиями. Они связаны постепенным переходом с подстилающими (предположительно казанцевскими) слоями (Плейстоцен Сибири и смежных областей, 1973; Палеогеография Западно-Сибирской равнины. . ., 1980).

Во внеледниковой зоне в Схеме 1978 г. ермаковские слои в качестве отдельных стратонов практически не выделены, они включены в состав нерасчлененных казанцевско-ермаковских отложений, характеризующихся ниже. В литературе имеются лишь единичные пункты, где ермаковский возраст (и то условно) придан более или менее определенному интервалу разреза. Это, в частности, Красный Яр ниже Новосибирска, в котором И. А. Волков и С. А. Архипов (1978 г.) к ермаковскому времени относят второй (снизу) песчаный горизонт цоколя III террасы. Пески описаны как озерно-дельтовые и прибрежно-озерные, имеют мощность 7—9 м, спорово-пыльцевые спектры из них отражают существование перигляциальной растительности, а среди радиоуглеродных датировок имеются запредельные (Панычев, 1979). Вместе с подстилающими их предположительно казанцевскими песками они образуют единый цикл: межледниковье и следующее прогрессивное похолодание.

Казанцевский и ермаковский горизонты нерасчлененные

Нерасчлененные отложения первой половины позднего плейстоцена выделяются во внеледниковой зоне в южной части Западно-Сибирской равнины. Они включают осадки третьих надпойменных террас Оби и Иртыша, касмалинскую и карасукскую свиты (В. А. Мартынов, 1966 г.). *Аллювий III надпойменной террасы* высотой 25—30 м в бассейне Иртыша обычно имеет небольшую мощность (менее 10 м), залегает на высоком цоколе, сложенном породами неогена и палеогена, и перекрыт лёссовидными образованиями. Иртышский аллювий, как правило, представлен более грубозернистыми осадками, чем обский. К верхним слоям приурочены мерзлотные деформации, которые обычно связывают с ермаковским похолоданием. Из отложений III террасы Иртыша известны особенно многочисленные находки костных остатков млекопитающих (в основном верхнепалеолитического комплекса), а также раковины моллюсков, включающих в ряде мест створки *Corbicula fluminalis* (Müll.), что, очевидно, свидетельствует о присутствии в разрезе террасы и более древних отложений, чем казанцевские. По палинологическим данным для бассейна Иртыша устанавливается существование степных ландшафтов во время формирования III террасы.

В бассейне Оби III терраса на отдельных участках сложена аллювием нормальной мощности, а местами имеет цоколь из более древних, в том числе четвертичных отложений (Мартынов и др., 1977; В. А. Мартынов, 1966 г.).

Появившиеся в последние годы многочисленные радиоуглеродные датировки из отложений III террасы Оби (28 — более 50 тыс. лет) дают основание рассматривать ее как более молодое образование, а к казанцевско-ермаковскому времени, как упоминалось, относить породы ее цоколя (И. А. Волков, С. А. Архипов, 1978 г.). Но в Схеме 1978 г. это нашло отражение только в том, что завершение накопления аллювия III надпойменной террасы было отнесено к первой половине каргинского времени.

В пределах Кулундинской и Барабинской равнин, а также в Прииртышье к казанцевско-ермаковскому времени отнесены *карасукская*, а в приобском и предалтайском районах *касмалинская свиты*, не связанные с долинами транзитных рек и выделенные И. Г. Зальцманом и В. А. Мартыновым в 1956 г. (Труды межвед. Совещания. . ., 1957).

Карасукская свита представлена озерными и озерно-аллювиальными отложениями, выполняющими древние озерные бассейны и переуглубленные озерные котловины. Это мелкозернистые илистые пески, супеси, суглинки, глины, иногда с линзами мергелей и торфа, мощностью от 4—8 до 40 м. Карасукская свита содержит комплекс остракод с *Cytherissa lacustris* S a g s. и др., в спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца степных трав. Она залегает на неогеновых отложениях под покровными породами.

Касмалинская свита выполняет дрезние долины, протягивающиеся с северо-востока на юго-запад, пересекающие Приобское степное плато, врезанные в отложения красnodубровской свиты или неогеновые породы. Она представлена мелко- и среднезернистыми песками и иловатыми суглинками, мощность от нескольких метров до 50 м, перекрывается позднеплейстоценовыми, главным образом золовыми, а также делювиальными отложениями, часто перевеяна на большую глубину с образованием крупных массивов эоловых песков. По скудным палинологическим и палеокарпологическим данным восстановлена, в основном, степная растительность.

Отложения карасукской и касмалинской свит датируются самым концом среднего — началом позднего плейстоцена по соотношению к вмещающим породам, хотя допускается, что в их составе имеются и более древние отложения (Адаменко, 1974; Архипов и др., 1968).

Возможно, что формирование отложений древних долин происходило более длительное время, чем это показано в Схеме 1978 г.

Каргинский (среднезырянский) горизонт

Каргинский межледниковый горизонт разделяет отложения двух главных фаз позднеплейстоценового оледенения. Широкое применение метода датирования по ^{14}C четвертичных отложений существенно повлияло на представления о стратиграфическом составе и палеоклиматической обстановке на протяжении каргинского времени. Внутри каргинского потепления наметились стадильные фазы, его хронологические границы раздвинулись и охватили интервал от 50 до 20 тыс. лет, а многие толщи, ранее считавшиеся более древними, включаются теперь в этот горизонт.

Стратиграфические материалы по каргинскому горизонту в основном содержатся по нижнему течению Оби в работе С. А. Архипова и соавторов (Последнее оледенение. . . , 1977), по среднему — в монографии «Палеогеография Западной Сибирской равнины. . . » (1980), также составленной коллективом авторов под руководством С. А. Архипова, а по бассейну Енисея — в работе Н. В. Кинд (1974 г.).

Палеоклиматические кривые, составленные для послеермаковского межледникового времени названными исследователями, в основном совпадают, но имеются и различия, которые заключаются главным образом в определении точных хронологических рубежей между отдельными фазами, а также в оценках их амплитуды.

Самый ранний климатический ритм (раннее потепление — раннее похолодание, по Н. В. Кинд и, соответственно, шуршыкарское потепление и безымянное похолодание по С. А. Архипову), равный 50—43 тыс. лет, почти не подкрепленный датами по ^{14}C , практически не нашел своего отражения в стратиграфическом подразделении межледникового горизонта в Схеме 1978 г. Три последующие фазы — малохетское (золотомыское) потепление, конощельское (лохподгортское) похолодание и новоселковское (каргинское) потепление с заметно скользящими границами легли в основу принятого в ней упрощенного трехчленного подразделения среднезырянского межледникового времени с двумя фазами потепления в начале и конце и значительным похолоданием в середине.

Следует помнить, что в литературе, как указывает С. А. Архипов, зафиксировано двойное понимание каргинского времени. Это, во-пер-

вых, упомянутое выше расширенное понимание его как всего «интервьюрма» с хронологическим диапазоном 50—20 тыс. лет назад, принятое в Схеме 1978 г., а во-вторых — более узкое, соответствующее последнему потеплению в конце межледниковья (30—20 тыс. лет назад), применяемое в названных работах С. А. Архипова и соавторов. Последнее исходит от оценок возраста потепления, сделанных В. Н. Саксом еще до применения изотопного датирования отложений. Правильнее, очевидно, было бы считать каргинским временем в узком смысле не это, а более раннее потепление, поскольку в стратотипической местности (см. ниже) накопление собственно каргинских слоев с признаками потепления завершилось не позднее 35 тыс. лет назад. Отложения каргинского горизонта ниже рассматриваются для бассейнов Оби и Енисея отдельно.

На Обском Севере в состав каргинского горизонта по Схеме 1978 г. включаются харсоимские и сменяющие их по простирацию золотомыские слои (потепление), лохподгортские слои — ледниковый комплекс, (похолодание) и отложения времени потепления, непосредственно предшествовавшего сартанскому оледенению («каргинские» в узком смысле).

Харсоимские слои, названные по пос. Харсоим на Оби, в стратотипическом обнажении представляют собой плотные слоистые глины, как полагают ледово-морского происхождения, мощностью около 5 м, отложившиеся в условиях незначительной ингрессии. Они залегают на морене ермаковского горизонта и перекрыты также мореной, отнесенной к лохподгортской (внутрикаргинской) стадии. В глинах содержится комплекс арктических и бореально-арктических фораминифер, сходный с салемальским, но несколько отличающийся от него по составу и свидетельствующий об условиях приледникового водоема пониженной солености глубиной около 50 м с отрицательными придонными температурами воды. Такой же комплекс встречен и в отложениях, отнесенных к харсоимским слоям в разрезах некоторых скважин в районе г. Салехарда. Харсоимские отложения прослежены в береговых обрывах по Оби ниже мыса Салемал. Здесь в них не встречено фораминифер, а литологический облик осадков (ленточнослоистые породы с конкреционными стяжениями) свидетельствует скорее об озерно-ледниковом генезисе, чем о ледово-морском.

По прослоям торфа слои получили датировки в $36\,400 \pm 80$ лет (СОАН-676) и более 40 000 лет (СОАН-635), но верхний хронологический рубеж харсоимской фазы условно принят на уровне 40 000 лет.

С харсоимскими сопоставлены золотомыские слои — речные и озерные пески и глины с прослоями торфа, мощностью до 10 м, для которых из обнажения у Золотого Мыса и других разрезов выше Салехарда получен ряд дат по ^{15}C , показывающих, что верхняя возрастная граница этих слоев соответствует примерно 40 000 лет.

Золотомыские слои также залегают на морене, относимой ныне к ермаковскому горизонту, выходы которой ранее считали принадлежащими салехардской свите, и перекрываются озерно-ледниковыми слоями, включаемыми в лохподгортский ледниковый комплекс. По палинологическим данным, по мнению С. А. Архипова и др., можно предположить распространение в бассейне Нижней Оби в оптимум этого потепления северотаежных лесов.

Лохподгортские слои в районе Салехарда и ниже по Оби представлены валунными суглинками, глинами и супесями мощностью до 15 м и сопряженными с ними водно-ледниковыми песками и ленточными глинами; этот горизонт морены выделен на Нижней Оби впервые, по видимому, частью за счет бывшей салехардской свиты, частью за счет зырянской морены и, как полагают, оставлен небольшим предгорным ледником уральского центра, продвинувшимся в район г. Салехарда. Южнее по Оби с этой фазой сопоставлены отложения подпрудного бассейна, возникшего в ее долине в результате перегораживания ледником. Это глины с прослоями алевритов, песков и торфа, мощностью до

20 м, для которых получены датировки около 37—38 тыс. лет. Ранее данные отложения Г. И. Лазуков (1970) относил к казанцевскому межледниковому горизонту, а авторы раздела (Перигляциальная формация. . ., 1961) считали их подпрудными образованиями зырянского оледенения. Отложения вмещают описанные В. В. Баулиным и другими в 1960 г. разновозрастные псевдоморфозы по жильным льдам — признак похолодания.

Разрез каргинского горизонта в Нижнеобском районе завершают отложения, называемые С. А. Архиповым «каргинскими» в узком смысле. Это — залегающая в эрозионных врезях пачка аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных отложений с линзами торфа; для них имеются даты около 25—29 тыс. лет и палеоботаническая характеристика, указывающая на значительное продвижение лесов к северу. Предполагается, но определенно не установлено, что они не образуют самостоятельного террасового уровня, а всюду погребены под более молодыми отложениями.

В зоне максимального оледенения и его приледниковой зоне в бассейне Оби к каргинскому горизонту относятся аллювиальные, озерные и болотные отложения речных долин, которые в Схеме 1978 г. названы III террасой, хотя, как уже говорилось, согласно новым представлениям о формировании террас бассейна Оби, эти отложения покрыты более поздними осадками и, таким образом, представляют собой погребенную террасу, а может быть даже серию частично размытых террас.

Среди этих осадков с разной степенью уверенности выделены отдельные пачки, которые соответствуют отмеченному выше трехчленному палеоклиматическому подразделению каргинского времени (Архипов, Фирсов и др., 1973; Палеогеография. . ., 1980). При этом использованы даты по ^{14}C , палинологические данные, проявления криогенеза и др.

Наиболее представительный материал получен по среднему течению Оби, где таким образом выделены три толщи. Первая из них — козюлинская — сложена озерными и аллювиальными глинами, суглинками, песками и супесями мощностью до 30 м и имеет датировки по ^{14}C 42—45 тыс. лет назад. Вторая — среднеобская, представленная озерными глинами, алевролитами и песками с прослоями намывных торфов, накопилась в интервал 31—39 тыс. лет назад; она содержит тундровые и лесотундровые спорово-пыльцевые спектры и сопоставлена с лохподгортской ледниковой фазой. Третья — «каргинская» в узком смысле имеет датировки по ^{14}C от 22 до 26 тыс. лет назад; это — аллювиальные, озерно-болотные и субэаральные образования (до 10 м) разнообразного состава с погребенными торфяниками и почвой. Они считаются хорошо представленными, в частности, в разрезе у с. Колпашево.

Данные, подтверждающие такую схему для части приледниковой зоны, находящейся в бассейне Иртыша, остаются пока фрагментарными. По сути дела они сводятся к небольшому участку, представленному известным разрезом террасового останца у с. Липовка на р. Тобол (Волкова, 1966; Каплянская, Тарноградский, 1974). Для одной из обнажающихся погребенных почв по укорененным пням имеются три радиоуглеродные датировки, согласно показавшие возраст около 30 тыс. лет. Эта почва отнесена в Схеме 1978 г. к началу каргинского в узком смысле относительного потепления, а Н. В. Кинд (1974 г.) — к липовско-новоселовскому потеплению. При этом учитывались палинологические данные (пик, образуемый на диаграмме пылью ели). Подстилающие почву слои с датой около 31 000 лет отнесены к концу предшествовавшего похолодания.

Такая палеоклиматическая трактовка не согласуется с данными о составе растительности, типе почв, развитии палигонально-жильных льдов и др. Во время формирования почвы с пнями здесь существовали условия лесотундры, а климат был намного континентальнее и холоднее современного. Обилие пыльцы ели, обнаруженное лишь в части об-

разцов этой почвы, представляет собой сугубо локальное явление, поскольку пыльца встречена в виде сгустков и целых пыльников.

Во внеледниковой зоне в бассейне Оби и Иртыша к каргинскому горизонту относят аллювиальные песчаные и суглинистые отложения второй надпойменной террасы, содержащие остатки млекопитающих позднего варианта мамонтового комплекса. В Верхнем Приобье для этих отложений имеются датировки по ^{14}C 35—38 тыс. лет (Геохронология СССР..., 1974 г.). Окончание формирования осадков этой террасы совпадает уже с началом сартанского времени. К каргинскому горизонту относят также часть разреза субаэрального покрова между речий, сложенного лёссовидными суглинками и супесями до 10—20 м мощностью, в которых также встречаются кости животных позднего варианта мамонтового комплекса и погребенные почвы.

В низовьях Енисея — стратотипическом районе каргинского горизонта *каргинские отложения* выделяются в разрезе надпойменной террасы высотой 20—30 м. Выделивший эту террасу в 1945 г. В. Н. Сакс считал, что она образовалась в результате деятельности самостоятельной, хотя и небольшой, морской трансгрессии, последовавшей за последним оледенением данного района.

При дальнейших исследованиях установлено сложное строение типового разреза у м. Каргинский. В средней его части С. Л. Троицкий (1966) обнаружил горизонт морены. Раковины морских моллюсков оказались залегающими только в подморенных слоях; их С. Л. Троицкий отнес к казанцевскому горизонту. Датировки по ^{14}C показали, однако, что формирование этих отложений завершилось около 42—46 тыс. лет назад, и в составе комплекса моллюсков обнаружилось экологические отличия от казанцевского комплекса (Кинд, 1974). Это позволило отнести морену к сартанскому горизонту и восстановить представление о каргинской трансгрессии (ингрессии). Ее осадки в данном обнажении представляют собой лагунные и прибрежно-морские пески и супеси с прослоями торфа мощностью до 20 (?) м. Палеоботанические данные указывают на смещение природных зон на 3—5° к северу по сравнению с современностью.

Эти морские слои в Схеме 1978 г. сопоставлены с харсоимскими трансгрессивными слоями Обского Севера.

На Енисее, как и на Оби, вверх по течению они переходят в озерно-речные образования. Последние изучены в обнажении той же террасы в районе пос. Мал. Хета, где также залегают под мореной сартанского горизонта. Они представляют собой аллювиальную свиту (русловые и пойменные фации мощностью до 20 м), подошва которой находится ниже уровня моря. В обнажениях выходят главным образом пойменные осадки, из нижней части которых получены даты около 39 и 43 тыс. лет, а из верхних 35—38 тыс. лет. По данным диатомового анализа (произведен Н. А. Халфиной) установлено, что верхняя часть пойменных осадков образовалась при затоплении поймы открытым бассейном при похолодании. Похолодание вверх по разрезу установлено и по палинологическим данным. Это позволило в Схеме 1978 г. разделить данные слои как озерные и озерно-ледниковые (хотя среди диатомовых есть и галофиты) и сопоставить их с лохподгортской фазой на Нижней Оби. Остается неясным, какие слои в низовьях Енисея могут являться аналогами «каргинских» в узком смысле слоев на Оби (потепление с датами 25—29 тыс. лет). Возможна гипотетическая корреляция последних с пачкой VI верхов тукуландинского разреза (Н. В. Кинд, 1974 г.).

Южнее, между городами Игаркой и Туруханском, каргинская аллювиальная свита (русловые и пойменные отложения) участвует в разрезе надпойменной террасы высотой 25—30 м; она залегают на осадках ермаковского горизонта — морене и ленточных глинах. Для свиты имеется ряд датировок в интервале от 39 до 32,5 тыс. лет, что формально почти соответствует лохподгортскому стадиялу, но не совпадает с па-

леоклиматической характеристикой этого отрезка по шкале Н. В. Кинд, где он большей частью попадает в малохетское потепление. Только самые поздние слои этой толщи с датой в $32\,500 \pm 400$ лет (ГИН-99) у с. Конощелье Н. В. Кинд считает отложившимися в перигляциальных условиях.

Каргинская аллювиальная толща на этом отрезке Енисея перекрыта водно-ледниковыми (?) отложениями позднесартанского возраста. Стратиграфические соотношения толщи с раннесартанскими ледниковыми отложениями прямо не устанавливаются; предполагается, очевидно, что они перекрывали долину Енисея, но были размыты перед началом образования позднесартанских отложений.

По радиоуглеродным датировкам межледниковые аллювиальные отложения выделяются и в долине среднего течения Енисея и по его притокам.

К оптимальной теплой фазе начала каргинского времени отнесены осадки нижней части разреза II террасы, для которых в бассейне Ангара (р. Иркинеева) получены даты $47\,000 \pm 1000$ (КМС-41) и $41\,600 \pm 1300$ (КМС-11). По составу фауны моллюсков и спорово-пыльцевым спектрам (по данным С. А. Лаухина и др.) можно судить о теплом и несомненно более влажном, чем современный, климате времени их накопления. Вышележащая пачка в разрезе этой террасы накапливалась, как полагают, во время внутрикаргинского похолодания.

С временем потепления в конце каргинского этапа (по Н. В. Кинд) связывается образование аллювиальных слоев в разрезах первых террас, формирование которых закончилось уже в сартанское время. Участвуют они иногда и в строении вторых террас. (В Схеме 1978 г., возможно ошибочно, и те и другие включены в состав одной террасы, которая помечена как третья, поскольку в Схеме выделена еще одна — самая низкая терраса в голоцене). Они имеют возраст от 29 до 24 тыс. лет и датированы по ^{14}C в обнажениях II террасы Нижней Тунгуски $28\,800 \pm 500$ (ГИН-237), I террасы р. Чулым (бассейн Оби) у с. Новоселово $27\,200 \pm 350$ (ГИН-208), I террасы Енисея у с. Новоазимово $26\,300 \pm 900$ (ЛГ-19) и у с. Юкеево $24\,100 \pm 300$ (ГИН-308). Во всех этих пунктах данные слои представляют собой нормальный аллювий, по большей части перекрытый пачкой перигляциального аллювия сартанского горизонта со следами интенсивных криогенных процессов.

Время накопления нормального аллювия низкой террасы отличалось несколько менее благоприятной обстановкой, по сравнению с современной, и повышенной влажностью. Хронологический рубеж с последующим сартанским временем, по Н. В. Кинд, следует проводить в интервале 25—21 тыс. лет.

Сартанский (верхнезырянский) горизонт

Применение радиоуглеродного метода датирования к концу 60-х годов изменило представление о послекаргинском ледниковом этапе. Выяснилось, что последнее оледенение позднего плейстоцена (которое раньше часто не считали самостоятельным) не было ограничено горными районами и узкой полосой предгорий. Вдали от предгорий, в глубине равнины, осадки, залегающие под моренами, которые относили к раннему вюрму и именовали зырянскими, оказались принадлежащим к каргинскому горизонту и тем самым был установлен молодой возраст этих морен.

Это коснулось и стратотипа зырянского ледникового комплекса (в районе пос. Усть-Порт), который также был перенесен из раннего в поздний вюрм. Морены горно-долинного оледенения обрамления равнины, составлявшие ранее главное содержание термина «сартанский ледниковый горизонт», теперь стали рассматриваться как результат одной из незначительных поздних рецессионных стадий крупного оледенения равнины второй половины верхнего плейстоцена. В связи с этим сле-

довало бы отложения этого молодого оледенения равнины по-прежнему именовать зырянскими, а его горно-долинные стадии — сартанскими, поскольку стратиграфические правила обязывают сохранить прежнее название подразделения, если в результате последующих исследований меняется представление о его возрасте. Вместо этого было принято компромиссное решение: еще в Унифицированной схеме 1967 г. был выделен зырянский надгоризонт, в который включили отложения обеих ледниковых фаз позднего плейстоцена и разделяющие их межледниковые слои.

Сартанский горизонт, которому было дополнительно присвоено название верхнезырянского, получил в результате чрезвычайно расширенное, по сравнению с первоначальным, содержание.

На северо-востоке равнины в него вошли отложения гыданской (максимальной) стадии прежнего «нижнего вюрма» и образования ньяпанской стадии (также бывшие «нижневюрмскими»), а кроме того он по-прежнему включает и отложения норильской стадии, или собственно сартанской в прежнем смысле. На северо-западе равнины, где подразделение позднплейстоценового оледенения на стадии не было столь четким, в сартанский горизонт также вошел значительный объем образований, принадлежавших ранее к первому позднплейстоценовому оледенению.

В последние годы возникло представление, что сартанское оледенение, так же как и ермаковское, не замыкалось субконцентрически вокруг горных возвышенностей, обрамляющих Западно-Сибирскую равнину, а в свою максимальную стадию занимало весь ее север и подобно среднечетвертичным оледенениям имело субширотную южную границу (Палеогеография..., 1980). При такой трактовке к сартанскому горизонту придется отнести и значительную часть среднечетвертичных ледниковых образований.

В Нижнеобском районе сартанский горизонт в таком расширенном объеме включает ледниковые и водно-ледниковые отложения трех стадий: *салехардоувальские, сопкейские и полярноуральские* слои.

К салехардоувальской (максимальной) стадии отнесена верхняя морена Салехардского Увала, хорошо обнаженная на правом берегу салемальского отрезка Оби (Последнее оледенение..., 1977). Ее нижний возрастной предел определяется радиоуглеродной датой, полученной по древесине из пачки песков в основании моренной толщи — $25\,900 \pm 240$ лет (СОАН-671). Состав морены, мощность которой достигает 50 м, не отличается от состава морены ермаковского горизонта; она также содержит иногда переотложенные фораминиферы, заимствованные, как полагают, из глин «салемальской» свиты вместе с обломками породы.

Сопкейская и полярноуральская стадии являются стадиями отступления, хорошо выраженными в рельефе, но не имеющими еще вполне определенного хроностратиграфического содержания. Расположение сопкейского конечноморенного пояса, по В. И. Астахову, свидетельствует о том, что в это время продолжалось движение льда с севера. Полярноуральская стадия (соответствующая сартанской в прежнем понимании) представляла собой оледенение Северного и Полярного Урала сетчатого типа с незначительным выходом ледников в предгорья.

Во время салехардоувальской стадии оледенения долина Оби, как полагает С. А. Архипов, перегораживалась ледником, что привело к образованию подпрудного бассейна, отметки уровня которого пока точно не установлены; предполагается, что затопление было весьма значительным и захватывало также водораздельные пространства. В нижнем течении Оби его осадки пока не обнаружены; можно думать, что они сохранились только за пределами ее долины.

В среднем течении Оби озерные отложения этого бассейна выделены во многих разрезах под названием *уртамских слоев*, формирование которых по ^{14}C происходило в интервале от 20 до 15 тыс. лет назад.

Это озерные (а частично и субаэральные) суглинки, супеси и пески, мощностью в 10—15 м, которые облекающим чехлом с неравномерным размывом в основании покрыли более древние террасовые уровни. Они содержат тундровые и лесотундровые палинологические спектры и следы распространения многолетней мерзлоты. Следует пояснить, что уртамские слои не являются вновь обнаруженным геологическим образованием, они выделены путем пересмотра возраста осадков, включавшихся ранее в разрезы тех или иных террасовых поверхностей, вызванного появлением датировок по ^{14}C и изменением общего взгляда на историю развития долины Оби (см. выше).

В бассейне Иртыша аналогом уртамских слоев признаны *липовские слои*, выделенные в 1964 г. авторами раздела в качестве подпрудно-озерных отложений среднечетвертичного (тазовского) времени. Их послелекаргинский возраст обосновывается упоминавшимися датами по ^{14}C (около 30 тыс. лет), полученными из пачки погребенных почв, лежащей в ее основании у с. Липовка на р. Тоболе.

К сартанскому горизонту отнесены также отложения II и III надпойменных террас Оби в ее нижнем течении, представленные преимущественно песками небольшой мощности, которые являются перигляциальным аллювием и озерными осадками, а также частью, как полагают, эстуарно-морскими. Их накопление, по-видимому, надо связывать с остаточным гляциостатическим погружением побережья.

Отложения II террасы, по радиоуглеродным датам (9—11 тыс. лет), относятся к самому концу позднего плейстоцена. Она считается локальной, развитой только в низовьях. Значительно шире распространена *III терраса* с абс. отметками 35—55 м, достигающая значительной ширины. В ее цоколе обнажаются упоминавшиеся выше подпрудно-озерные слои лопподгорской фазы и вложенные в них «каргинские» (в узком смысле) отложения; и те и другие сверху эродированы. В собственно террасовых слоях, мощностью около 10 м, у г. Салехарда найдены морские фораминиферы, солоноватоводные остракоды и другие признаки засоленности бассейна. Эта терраса, по схеме С. А. Архипова, прослеживается вверх по долине Оби и в ее среднем течении называется колпашевской, причем порядковый номер ее непостоянный: большая ее часть является II надпойменной, а на некоторых отрезках долины — I. Хронологические пределы формирования аллювия колпашевской террасы считаются в Среднем Приобье точно установленными (между 12,3—12,8 и 10,6 тыс. лет назад). В Схеме 1978 г. осадки колпашевской террасы отдельно не показаны.

Во внеледниковой зоне в бассейне Оби и Иртыша к сартанскому горизонту отнесены аллювиальные отложения первой надпойменной террасы со следами криогенных явлений, покровные суглинки и суглинистые отложения озерных террас замкнутых котловин. Для песчаных отложений I надпойменной террасы Верхней Оби имеются датировки по ^{14}C в интервале 13—11 тыс. лет (Панычев, 1979).

На северо-востоке равнины, в низовьях Енисея в составе ледниковых образований сартанского горизонта выделяются отложения трех стадий (тыс. лет): максимальной или *гыданской* (22—16), *ньяпанской* (13—15) и *норильской* (11,4—19,3) (Последнее оледенение. . ., 1980).

Название гыданской стадии (ранее называвшейся караульской) связано с поясом краевых образований на Гыданском полуострове, который считали западным пределом распространения первого среднечетвертичного оледенения, питаемого Таймырско-Путоранским центром. Теперь это название приобрело геохронологическое значение и теряет связь с данной моренной грядой, поскольку многие исследователи полагают, что в это время льды занимали весь север равнины, и гыданская и салехардоувальская морены принадлежат единому покрову.

Гыданская ледниковая толща валунных суглинков и водно-ледниковых отложений отличается от среднечетвертичных ледниковых образований Нижнеенисейского района повышенным содержанием валунов

(в том числе крупных) среднесибирских, таймырских и местных меловых пород и сравнительно небольшой мощностью (до 10—15 м) вне поясов краевых образований. В ней часто содержатся залежи реликтовых глетчерных льдов, и сама она по большей части находится в изначальном мерзлом состоянии. В ней нередки находки переотложенных остатков морской микро- и макрофауны. Морены гыданской стадии считают непосредственно налегающими на датированные по ^{14}C отложения каргинского межледниковья (в разрезах на мысе Каргинском и на Мал. Хете).

По С. Л. Троицкому, льды этой стадии имели максимальное распространение примерно 18 тыс. лет назад, однако, безусловных данных для такой датировки пока не получено. Отступление покрова следует, очевидно, представлять себе достаточно быстрым, так как в том же обнажении у мыса Каргинского выше морены залегают флювиогляциальные и озерные отложения с датой по ^{14}C $15\,300 \pm 200$ (ГИН-421) (Н. В. Кинд, 1974 г.). Эти межстадиальные отложения в Схеме 1978 г. помечены как *тиутейские слои*.

Следующая крупная стадия отступания — ньяпанская — сопровождалась возникновением напорных краевых образований в районе оз. Пясино (гряда Ньяпан) и с. Усть-Порта (вблизи устья р. Зырянки, от которой произошло название верхнеплейстоценового оледенения Сибири). Представления о границах ньяпанской стадии пока очень неопределенны. Ее конечно-моренный пояс обычно проводили параллельно уступу Среднесибирского плоскогорья (фронтом на запад); теперь появились представления о широтном расположении краевых образований рецессионных стадий последнего оледенения, но их увязка с излагаемыми хроностратиграфическими представлениями — еще дело будущего.

Освобождение Нижнеенисейского района от ледяного покрова сопровождалось накоплением в Норильской впадине толщи озерно-ледниковых ленточных глин (называемых вальковской свитой). Из низов этой толщи (Н. В. Кинд, 1974 г.) по растительному детриту была получена дата $19\,900 \pm 500$ (ГИН-311), что плохо увязывается с оценками возраста гыданской стадии. Вальковские глины частично расклинивает морена, оставленная завершающей норильской стадией; выше морены для вальковских глин была получена дата $10\,700 \pm 200$ (ГИН-235), определяющая время окончательного завершения последнего плейстоценового оледенения этого района.

К позднеледниковью (а частью уже к голоцену) теперь относятся и озерно-аллювиальные отложения, слагающие тело 20—30-метровой террасы Нижнеенисейского района, которыми завершается разрез каргинской террасы, по В. Н. Саксу. Их накоплению предшествовал эрозионный врез, создавший современную долину Енисея. Эти отложения прослеживаются вверх по Енисею, по крайней мере до г. Туруханска вверху разреза той же террасовой поверхности выше каргинских аллювиальных слоев. Полагают, что их накопление вызвано незначительной позднеледниковой морской ингрессией и заканчивалось уже в голоцене.

В среднем течении Енисея сартанские аллювиальные и субэаральные отложения (с соответствующими датировками по ^{14}C), по Н. В. Кинд, участвуют в строении верхней части разреза I и II надпойменных террас.

Перигляциальный аллювий и покровные суглинки этого времени, как правило, содержат псевдоморфозы по ледяным жилам.

Климат перигляциальной зоны в сартанское время отличался по переменным представлениям особой суровостью и сухостью; с этим периодом связывают образование эоловых песков на поверхности террасовых равнин. Во многих районах Западной Сибири наблюдаются множественные, регулярно расположенные гряды, сложенные песком или глинистой «крупкой», которые считают эоловыми накоплениями. Последнее далеко не всегда строго доказано. Есть основание предпола-

гать, что многие гляциальные комплексы являются результатом сложного сочетания мерзлотных процессов — расгрескивания, пучения, термокарста и т. д. Вопрос этот еще мало изучен, но так или иначе подобные формы можно рассматривать как наследие холодного и континентального климата сартанского времени.

В заключение стратиграфического обзора антропогена Западно-Сибирской равнины следует сделать некоторые общие замечания.

Современный этап изучения четвертичных отложений равнины — это этап глубокой перестройки стратиграфических схем и пересмотра прежних представлений. Если различия между региональными схемами разных лет на первый взгляд не очень велики, то сравнение схем сопоставления местных разрезов показывает очень существенные изменения их внутреннего содержания, поскольку для ряда районов местные схемы по сути дела созданы заново. Это в первую очередь является, конечно, следствием прироста большого количества фактического материала, собранного за последние 15 лет. Благодаря этому произошло прогрессивное движение во многих направлениях и, что кажется весьма важным, во многом преодолены антигляциалистические тенденции предшествовавшего этапа.

В то же время обращает на себя внимание дискуссионность многих стратиграфических положений; пожалуй, все еще нет почти ни одного местного подразделения, которое в той или иной мере не вызвало бы споров о своем объеме, генезисе и возрасте. Усугубилась ситуация, при которой попытки межрайонных и более дальних корреляций и стремление немедленно найти каждому из вновь выделенных стратонов точное место в биостратиграфической, климатостратиграфической и хронологической шкалах опережают накопление объективных сведений о реальных геологических телах — об их стратиграфических границах, литологических признаках, биостратиграфической и палеоэкологической характеристике (с учетом тафономии) и условиях образования.

Разрыв между стратиграфическим направлением изучения четвертичных отложений и литогенетическим — давняя «болезнь» четвертичной геологии Западной Сибири (Астахов и др., 1977) пока не сокращается.

С этим, вероятно, связано, в частности, упрощенное районирование, принятое в Схеме 1978 г., в ряде случаев не позволяющее полностью отразить особенности латерального изменения горизонтов.

Другое следствие отмеченного разрыва — весьма малое число местных стратонов, которые могли бы называться свитами (по мнению Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградского, — стратогенами), т. е. с такими подразделениями, для которых геологическая индивидуальность, однородность и происхождение, а также стратиграфические соотношения со смежными подразделениями были бы достаточно обоснованы. Даже немногие имеющиеся в схемах свиты далеко не всегда удовлетворяют этим требованиям, о чем свидетельствуют частые перестройки этих схем разными авторами.

Для обеспечения геологического картирования — стратиграфической основы необходим последовательный строгий подход к выделению местных подразделений.

Нельзя не коснуться далее вопроса о применении стратиграфической номенклатуры. Литература по стратиграфии антропогена Западной Сибири буквально засорена массой синонимов и, что хуже, гомонимов, а местные стратиграфические схемы изобилуют безымянными «отложениями», толкование которых может быть вполне произвольным. Такое положение начинает создавать серьезные помехи взаимопониманию даже среди специалистов и затрудняет использование результатов стратиграфических исследований в геологическом картировании, инженерной геологии и т. п. Назрела необходимость проведения работы

по упорядочению номенклатуры при строгом соблюдении соответствующих правил.

Кроме этих общих задач имеется и ряд важных конкретных проблем, главным образом методического характера.

К их числу относятся: корреляция между биостратиграфическими и магнитостратиграфическими данными, развитие и проверка термолюминесцентного метода датирования, усовершенствование генетической диагностики пород по керну скважин, проведение работы по разграничению синхронных и переотложенных пыльцевых зерен и спор, региональная корреляция террасовых уровней и объективная оценка возможностей геоморфологического метода расчленения разреза неледниковых территорий в свете концепции «облекающих чехлов», изучение в стратиграфических целях особенностей криогенного строения четвертичных отложений в северных районах, а в более южных — реликтовых криогенных явлений.

Задачи такого рода, естественно, не перечислены, но решение хотя бы некоторых из них должно способствовать повышению эффективности стратиграфических исследований.

КАЗАХСТАН

Сложное и разнообразное геологическое строение Казахстана, своеобразное проявление неотектонических движений обусловили столь же разнообразное орографическое устройство поверхности: это горы, разделенные межгорными впадинами, и отдельные хребты на юге и юго-востоке Казахстана (Тарбагатай, Джунгарский Алатау, отроги Тянь-Шаня и др.), пластовые равнины Тургайского плато, мелкосопочник Центрального Казахстана и т. д. Столь же своеобразна территория Казахстана по условиям накопления, распространения и залегания различных типов осадков. На равнинах это — мощные конгломератовые валунно-галечные предгорные конусы выноса и древние дельты, аллювиальные осадки, слагающие мощные террасовые комплексы и погребенные аллювиальные свиты, пролювиально-делювиальные шлейфы и конусы выносов, часто переслаивающиеся с аллювиальными толщами, покровные субаэральные золово-делювиальные и водные глинистые и суглинистые лёссовые породы и лёссы с горизонтами погребенных почв, золовые (дефляционные) отложения дюн, барханов, грядовых и бугристых песков, озерные осадки и хемогенные отложения такыров, морские и аллювиально-морские отложения, хемогенные осадки соленых озер. В горах — генетические типы склонового гравитационного ряда от коллювия до пролювия и делювия, отложения ледникового ряда, речные отложения и покровные лёссы и лёссовидные суглинки, залегающие на террасах и в межгорных впадинах.

Территория Казахстана подразделяется по типам разрезов четвертичных отложений на три района, каждый из которых имеет свою историю осадконакопления и свою характеристику палеогеографической обстановки: Тургайско-Тобольский, Центрально-Казахстанский и Южно-Казахстанский.

Тургайско-Тобольский район ограничен с севера равнинами юга Западной Сибири, с запада — холмистыми возвышенностями юго-восточного Зауралья, с востока — Казахским мелкосопочником и отрогами Улутау, с юга — солончаками Шалкар-Тениз.

Центрально-Казахстанский район ограничен с севера равнинами юга Западной Сибири, с запада — Тургайским прогибом, с юга — Прибалхашской и Чуйской впадинами Южного Казахстана, Тарбагатайским и Сурским хребтами Восточного Казахстана.

Южно-Казахстанский район ограничен с севера Казахским мелкосопочником Центрально-Казахстанского района, на востоке Зайсанской впадиной Восточного Казахстана, на западе — Аральским морем,

на юге — долиной Сырдарьи и северными отрогами Тянь-Шаня. Он подразделяется в свою очередь на четыре подрайона: Восточное Приаралье с р. Сырдарьей (правобережье); Илийская и Чу-Сарысуйская впадины и хр. Каратау; Джунгария; Тарбагатай с Сауром.

В истории изучения четвертичного покрова Казахстана намечается три этапа.

Первый этап — дореволюционный (конец XIX — начало XX в.) — характеризовался геолого-географическими исследованиями, которые ограничивались отдельными маршрутами большой протяженности; представления о четвертичных отложениях были схематичны. Первые данные по четвертичным отложениям содержатся в трудах А. С. Татаринова, К. В. Струве, Г. Н. Потанина, И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского, Ф. П. Брусницына, В. А. Обручева, П. П. Семенова-Тян-Шанского, Н. П. Барбот де Марни, Б. А. Федченко, Н. К. Высоцкого, А. А. Краснопольского, Н. Г. Кассина, Л. С. Берга и др.

Второй этап (1917—1945 гг.) обуславливается значительным расширением геологических исследований, которые приобретают систематический и целенаправленный характер. В частности, начали проводиться мелкомасштабные съемки, что было связано с возросшей потребностью страны в минеральном сырье. На этом этапе большой вклад в изучение стратиграфии четвертичных отложений Казахстана внесли Ю. А. Орлов, В. А. Линдгольм, В. Н. Сукачев, Г. Е. Быков, Л. В. Введенский, К. Н. Пестовский, Н. Г. Кассин, В. С. Волкова, П. А. Никитин, А. Г. Бер, В. А. Николаев, В. И. Громов, Н. Н. Костенко, Д. Н. Казанли, В. В. Лавров, Б. С. Соколов, Е. Д. Шлыгин и др.

Третий этап — послевоенный (с 1945 г. и до настоящего времени) — ознаменовался широко развернувшимися среднемасштабными съемками и составлением новых стратиграфических схем четвертичных отложений. В это время большое значение приобрели биостратиграфическое и климатостратиграфическое направления в изучении четвертичного покрова. Было начато изучение общих стратиграфических проблем, в частности вопросов расчленения и объема четвертичной системы, положения нижней границы четвертичных отложений. Изучением четвертичных осадков Казахстана начали заниматься большие коллективы научно-исследовательских институтов, университетов и геологических управлений.

Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Казахстана и их палеонтологическая характеристика отражены в работах М. А. Авербуха, Б. Е. Антыпко, С. А. Архипова, Б. Т. Аубекерова, В. С. Бажанова, М. В. Бажановой, Е. И. Беляевой, М. Д. Бирюкова, А. А. Бобоедовой, Б. В. Бондаренко, В. В. Богачева, Л. И. Боровикова, Э. А. Вангенгейм, Е. М. Великовской, Н. М. Владимирова, В. С. Волковой, И. А. Волкова, И. П. Герасимова, С. И. Гольца, Н. А. Горбунова, М. Е. Городецкой, В. П. Гричук, И. В. Даниловского, Л. К. Диденко-Кислициной, Ф. В. Долгона, И. А. Дуброво, В. И. Жегалло, К. Ж. Жилкибаева, В. С. Зажигина, Е. Д. Заклинской, И. Г. Зальцмана, Ю. Ф. Захарова, А. Н. Зудина, А. Г. Илларионова, Т. А. Казьминой, Р. К. Камбариддинова, Б. С. Кожамкуловой, П. Я. Кошелева, Ю. А. Лаврушина, У. Н. Мадерни, В. Ю. Малиновского, Е. Г. Малышева, Г. Ц. Медоева, А. Г. Медоева, С. Ф. Меньшикова, Т. М. Микулиной, В. П. Никитина, К. В. Никифоровой, И. В. Орлова, В. А. Обручева, В. Н. Сакса, А. С. Сарсекова, З. А. Сваричевской, В. Д. Тарноградского, Р. А. Терещенко, С. Б. Шацкого, Е. В. Шанцера, С. С. Шульца и многих других.

Итоги изучения четвертичных отложений Казахстана были обобщены в решениях II Республиканского Межведомственного стратиграфического совещания, состоявшегося в июне 1962 г. в г. Алма-Ате. На этом совещании была принята унифицированная и корреляционная схема стратиграфии четвертичных отложений Казахстана, в которой было выделено пять основных «горизонтов»: илийский, кошкурганский,

лебяжинский, иртышский и современный. Эти горизонты соответствуют пяти крупным этапам осадконакопления: позднему плиоцену (акчагыл—апшерон), раннему, среднему и позднему плейстоцену и голоцену. Каждый «горизонт» характеризуется определенным фаунистическим и флористическим комплексом: илийский «горизонт» — илийским комплексом (позвоночные), кошкурганский — кошкурганским (млекопитающие), лебяжинский — хазарским (млекопитающие), иртышский — мамонтовым или верхнепалеолитическим (млекопитающие), современный — современным. Нижняя граница четвертичной системы в схеме 1962 г. была принята по кровле илийского «горизонта».

Термин «горизонт» в этой схеме понимается в смысле звеньев четвертичной системы — Q_1 , Q_2 , Q_3 , Q_4 . Так как под горизонтом, утвержденным МСК в 1962 г., принимается климатостратиграфическое подразделение более низкого ранга, соответствующее отдельному ледниковью или межледниковью, то применение этого термина в другом смысле недопустимо и неправильно. Поэтому ниже мы употребляем термин «горизонт» в стратиграфической схеме четвертичных отложений Казахстана 1962 г. в кавычках.

В данном стратиграфическом очерке изложение материала дается на основе унифицированной схемы 1962 г., однако верхняя часть илийского горизонта теперь включается в состав четвертичной системы. Из состава илийского «горизонта» был выделен хоргосский «горизонт» и утвержден МСК в 1971 г. как унифицированный, соответствующий апшеронскому, или эоплейстоцену (Н. Н. Костенко, 1974 г.; Н. Н. Костенко, Б. С. Кожамкулова, 1980 г.).

За последние десять лет в результате развернувшихся по всей территории Казахстана геологосъемочных и тематических работ накопились новые материалы по стратиграфии четвертичных отложений. Появились монографические описания значительных территорий Казахстана, карты четвертичных отложений, новые стратиграфические схемы, составленные по отдельным районам. В связи с этим появилась возможность составить новую корреляционную стратиграфическую схему Казахстана (прил. VI).

Местные стратиграфические схемы составлены для трех упомянутых выше крупных районов Казахстана. При составлении стратиграфической схемы Тургайско-Тобольского района были использованы материалы А. А. Бобоедовой (1971), А. Г. Илларионова (1972 г.), У. Н. Мадерни (1974), Р. А. Зиновой (1982); Центрально-Казахстанского района — Е. В. Шанцера, Т. М. Микулиной, В. Ю. Малиновского (1967), Р. А. Зиновой (1982), Р. К. Камбариддинова (1969 г.), Н. Н. Костенко (1963), К. В. Никифоровой (1960); Южно-Казахстанского района — Н. Н. Костенко (1961, 1963), Н. Н. Костенко и Л. К. Диденко-Кислицыной (1971), С. Ф. Меньшикова (1969 г.), Ю. П. Селиверстова (1967), Б. А. Борисова (1967), Б. А. Борисова, Г. П. Клеймана (1967), Н. В. Ренгартен (1967), Б. С. Кожамкуловой (1969).

На современном этапе наиболее изученным в отношении четвертичных отложений является Тургайско-Тобольский район. Для него есть стратиграфические схемы с попытками выделения климатостратиграфических горизонтов. В Южно-Казахстанском районе с выделением климатостратиграфических горизонтов дело обстоит гораздо хуже. По району Центрального Казахстана новые материалы имеются только по эоплейстоцену, а по плейстоцену используются старые монографии и схемы Н. В. Никифоровой (1960) и Е. В. Шанцера, Т. М. Микулиной и В. Ю. Малиновского (1967).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (АНТРОПОГЕНОВАЯ) СИСТЕМА

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН — ХОРГОССКИЙ «ГОРИЗОНТ»

К хоргосскому «горизонту» в описываемых районах Казахстана отнесены отложения, охарактеризованные хоргосской фауной: *Муго-*

mys reidi, *M. intermedius*, *Villanyia petenyii*, *V. lagurodontoides*, *Lagurodon arankae*, *Prolagurus* cf. *pannonicus*, *P. posterius*, *Eolagurus simplicidens*, *Allophaiomys pliocaenicus*, *Pitymys* ex gr. *hintoni* — *gregaloides*, *P. arvaloides*, *Prosiphneus* ex gr. *praetingi*, *Ochotona* sp., *Archidiskodon meridionalis*, *Allohippus* sp., *Struthio* sp. (Костенко, 1980). Это нижняя часть жуншиликской свиты Тургайско-Тобольского района; айртавская, музбельская свиты, аллювий древних долин и делювиально-пролювиальные осадки Центрально-Казахстанского района; хоргосская, кокурюмская и верхняя часть шахшахской свит Южно-Казахстанского района.

Тургайско-Тобольский район. Жуншиликская свита в этом районе выделена на Убаган-Ишимском водоразделе в 1955 г. А. С. Верховским как плиоцен-раннеплейстоценовая и получила название по урочищу Жун-Шилик. Сведения об описываемых осадках, ранее известных под названием «водораздельных суглинков», можно найти в работах Л. С. Берга и Н. Г. Кассина. Дальнейшее их изучение проводилось Г. Е. Быковым, В. В. Лавровым, Н. К. Овечкиным, П. Я. Кошелевым и др.

В жуншиликскую свиту включены водораздельные образования, выделенные Т. П. Бондаревой и В. И. Самодуровым в 1957 г. в катпаганскую свиту. Условно, из-за неясности положения в разрезе, к жуншиликской свите на Убаган-Ишимском водоразделе отнесен аллювий койбагарской свиты, первоначально выделенный А. Я. Брагиным в 1967 г. как плиоцен — раннеплейстоценовый (Бобоедова, 1971).

Осадки жуншиликской свиты широко развиты в Тургайском прогибе, особенно на Ишим-Тургайской, Убаган-Ишимской, Тургай-Жиланшикской водораздельных равнинах. Естественные обнажения отложений этой свиты редки; полностью они вскрываются только буровыми скважинами. В различных частях Тургайско-Тобольского района состав отложений описываемой свиты существенно меняется. Типичным для жуншиликской свиты Ишим-Тургайского водораздела является разрез скважины, расположенной в 27 км к юго-западу от пос. Державинского, описанный А. А. Бобоедовой (1971). Осадки жуншиликской свиты в этой скважине представлены светло-коричневыми карбонатными глинами мощностью до 40 м, вверх постепенно переходящие в желто-бурые облессованные, известковистые суглинки с гнездами гипса мощностью до 17 м.

В целом для осадков жуншиликской свиты характерно присутствие глин и алевроитов, реже песков, в верхней части — облессованных суглинков, мощностью до 170 м. Облессованные желто-бурые суглинки и супеси верхней части жуншиликской свиты с *Dicerorhinus* aff. *kirchbergensis* отнесены нами к более молодым, чем эоплейстоценовые, образованиям — раннеплейстоценовым и будут рассмотрены ниже.

Генезис осадков жуншиликской свиты принимается как аллювиально-озерный, что подтверждается литолого-фациальным строением толщи, а также палеонтологическими данными — пресноводными раковинами моллюсков и остракодами (П. Я. Кошелев, В. П. Никитин, 1961 г.; Н. К. Овечкин, 1961 г.; А. Г. Илларионов, 1972 г.; Бобоедова, 1971).

Осадки жуншиликской свиты охарактеризованы остатками костей лошади *Equus* ex gr. *stenonis* C o s c h i, найденных А. Г. Илларионовым и У. Н. Мадерни в 1961 г. в овраге Тойсай у пос. Ленинское. Р. А. Зинова (1982) определяет нижнюю часть жуншиликской свиты по остаткам костей *Equus* ex. gr., *stenonis* C o s c h i, *Archidiskodon meridionalis* (N e s t i), *Gasella* cf. *subgutturosa* G ü l d. Ископаемая фауна млекопитающих, типичная для отложений жуншиликской свиты, принадлежит хоргосскому фаунистическому комплексу.

Фауна моллюсков в осадках собственно жуншиликской свиты не найдена. Сборы малакофауны сделаны из аллювия койбагарской свиты вблизи оз. Койбагар, условно отнесенной к жуншиликской свите,

так как верхний возрастной предел койбагарского малакокомплекса достигает первой половины среднего плейстоцена (У. Н. Мадерни, 1967 г.).

Фауна остракод из осадков жуншиликской свиты (определения Л. А. Зиновьевой, И. А. Хохловой, Э. Д. Яскевич) позволяет датировать их эоплейстоцен-раннечетвертичным временем. Комплекс остракод из этих осадков характеризуется как видами широкого вертикального распространения, так и видами, встреченными только в осадках свиты (*Cyclocypris laevis* Müll., *Eucypris crassa* Müll., *Candona convex* Liv., *C. candida* Müll., *Limnocythere alveolata* Suzin.), или видами, появившимися в этих осадках и продолживших свое существование в более позднее время (*Ilyocypris bella* Schagar., *Candona acina* Liepin., *Cyprideis torosa* (Jones), *Cyclocypris novensis* Schneid.).

Спорово-пыльцевые спектры из отложений жуншиликской свиты характеризуют образования этих осадков в условиях сухих травянистых степей. Содержание пыльцы трав достигает 90 %, пыльцы древесных пород 25 %.

Таким образом, возраст осадков нижней части жуншиликской свиты по палеонтологическим данным принимается как эоплейстоценовый. Разделение свиты на две части довольно условно и недостаточно охарактеризовано палеонтологически. Имеется единственная находка остатков костей носорога Мерка А. И. Илларионовым в более молодых перигляциальных отложениях оврага Тойсай (Убаган-Ишимский водораздел). Предполагается, что кости вымыты из гипсометрически выше лежащих более древних отложений жуншиликской свиты. Это позволило Р. А. Зиновой и А. А. Бобоедовой сопоставить образование верхних слоев жуншиликской свиты с ранне- и, возможно, среднеплейстоценовым временем.

Возрастной диапазон жуншиликской свиты — эоплейстоцен — ранний плейстоцен. Такой возраст отложений свиты определяется и положением ее в разрезе между отложениями кустанайской и битекейской свитами и осадками верхних террас рек Ишима, Тобола, Убагана, датируемых средним плейстоценом.

Центрально-Казахстанский район. Возрастным и генетическим аналогом нижней части покровных образований жуншиликской свиты являются также покровные образования водоразделов аиртавской и музбельской свит.

Аиртавская свита выделена О. М. Розеном и В. П. Камсамуном в 1963 г. Опорный разрез этих осадков установлен по скважине, пробуренной около пос. Аиртау в 80 км к западу от г. Кокчетав. Характерный видимый разрез приводится В. Ю. Малиновским (Шанцер и др., 1967) западнее пос. Красный Кут. Отложения этой свиты широко распространены на Кокчетавской возвышенности, в Целиноградском Приишимье и Тенизкой впадине и занимают наиболее высокие гипсометрические уровни. Аиртавская свита представлена озерными отложениями мощностью до 53 м. Ее генезис подтверждается вещественным составом и палеонтологическими данными.

Эоплейстоценовый возраст отложений аиртавской свиты установлен по фауне остракод, моллюсков и спорово-пыльцевым комплексам. Фауна остракод (определения С. Ф. Меньшикова и О. Н. Кондрашкиной) представлена: *Ilyocypris* aff. *bella* Schagar., *Cyclocypris laevis* (Müll.), *Candona compressaformis* Mandelst., *C. kirgizica* Mandelst., *Candoniella suzini* Schneid., *Zonocypris membranae* Livent., *Limnocythere caspiensis* Neg., *Cypridies punctilata* (Вг.) и др. В составе фауны моллюсков (определения К. А. Ляджиной) присутствуют: *Valvata piscinalis* Müll., *Planorbis planorbis* L., *Gyraulus laevis* Ald., *Armiger cristata* var. *inermis* L., *Vallonia pulchella* Müll. и др. Спорово-пыльцевые спектры (определения Р. А. Терещенко и М. Н. Клапчук) состоят из ксерофитной травянистой растительности.

Пыльца древесных пород составляет 3—22 % и представлена пылью сосны, ели, ивы, ольхи, лещины, вяза.

Эоплейстоценовый возраст отложений описываемой свиты определяется положением в разрезе между осадками биткейской свиты и толщей водораздельных суглинков с *Elasmotherium sibiricum* Fisch.

Музбельская свита выделена Р. А. Зиновой (1969 г.). Типичный разрез ее описан на возвышенности Музбель (Нура-Кулакутпеский водораздел). Под толщей «покровных суглинков» эти осадки были описаны В. Ю. Малиновским (Шанцер и др., 1967) по левому берегу р. Нуры против пос. Черниговка, в районе пос. Вишневка на левом берегу р. Ишим и в других местах. Они сложены озерной однородной толщей глин и суглинков красновато-бурого цвета мощностью до 50 м.

Отложения свиты охарактеризованы фауной остракод и спорово-пыльцевыми спектрами. Фауна остракод (определения О. Н. Кондрашкиной) представлена видами, типичными для акчагыла и апшерона. В спорово-пыльцевых спектрах музбельской свиты (определения М. Н. Клапчака) преобладает пыльца трав.

Стратиграфическое положение музбельской свиты на биткейской и под толщей водораздельных суглинков с *Elasmotherium sibiricum* Fisch. и другие палеонтологические данные позволяют, по мнению Р. А. Зиновой (1982), отнести осадки музбельской свиты к эоплейстоцену. Верхние горизонты покровных образований водоразделов Центрально-Казахстанского района, так же как и в Тургайско-Тобольском районе, представленные облессованными желто-бурыми суглинками делювиально-пролювиального и эолового генезиса различной мощности (до 300 м) с *Elasmotherium sibiricum* Fisch., отнесены к более поздним образованиям раннего-среднего плейстоцена (Е. В. Шанцер и др., 1967; Р. А. Зинова, 1972 г.).

В южной части Центрально-Казахстанского района стратиграфическим аналогом покровных водораздельных образований в Верхнесарысуйской депрессии и Северной Бетпак-Дале являются песчаные толщи древних аллювиальных долин. Они в целом имеют пестроцветный облик. Возраст песчаной толщи в данном районе устанавливается по ее залеганию на глинах павлодарской свиты и под более молодыми четвертичными осадками.

Щебнисто-суглинистая толща, выделенная В. Ю. Малиновским (Шанцер и др., 1967) в Центральном Казахстане, имеет широкое распространение по южному склону Сарысу-Тенизского водораздела, в горах Актау, Тектурмас, Коянды и др. Район гор Актау является областью классического распространения этой толщи. Ее мощность, как правило, не превышает 5 м, а в районе пос. Теркеты — более десятка метров. Толща вскрывается в ряде естественных разрезов, а также шурфами по левобережью р. Контас и в других местах. Генезис толщи пролювиально-делювиальный. Нередко щебнисто-суглинистая толща фациально переходит или в аллювий древних эоплейстоценовых равнин, или в вышеописанные покровные водораздельные образования. Стратиграфическое положение щебнистой толщи на глинах павлодарской свиты и врез в них аллювия нижележащих террас, а также фациальные переходы в аллювий древних эоплейстоценовых осадков позволяют датировать толщу в основном эоплейстоценовым временем, хотя накопление ее в некоторых районах происходило и в раннем, и в среднем плейстоцене.

Южно-Казахстанский район. Хоргосская свита выделена в Южно-Казахстанском районе на междуречье Усек—Хоргос (северный склон Илийской впадины), где установлен ее стратотипический разрез (Геология СССР, т. 36, 1971).

Отложения свиты обычно с угловым несогласием залегают на осадках илийской и павлодарской свит или на палеозойских породах. Осадки свиты распространены в Зайлийском районе, Джунгарии, Большом Каратау, в отрогах Таласского Алатау. В бассейне рек Акся

и Тастыбулака (в районе г. Алма-Аты) отложения хоргосской свиты представлены плохо сортированными валунно-галечниками с красноватым суглинисто-песчаным заполнителем.

В целом литологический состав осадков хоргосской свиты отличается от других свит большим содержанием грубых фракций от песков до валунно-галечников. Мощность свиты колеблется от 100 до 150 м и только в исключительных случаях достигает 600 м (бассейн рек Усек, Хоргос, Борохудзир).

Отложения хоргосской свиты охарактеризованы хоргосской фауной млекопитающих. В ней встречены остатки *Archidiskodon meridionalis* (Nesti), *Anancus arvernensis* C. r. et Job., *Cervus* sp., *Equus stenorhis* Coschi, *Ochotona* sp. и скорлупа яиц страуса *Struthio* sp., жившего на территории Южного Казахстана.

Фауна остракод подтверждает эоплейстоценовый возраст осадков хоргосской свиты. В разрезе Борохудзирской скважины отложения в интервале 300—800 м, по данным Н. Н. Костенко (1961), охарактеризованы: *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. tuberculata* (Bradley), *Cyclocypris laevis* (Müll.), *C. regularis* Schn., *Candona rostrata* Br. et Norm., *Cypris subglobosa* Sowerby, *Zonocypris membranacea* Liv., *Darwinula contracta* Maud. (определения Л. И. Галеевой). С. Ф. Меньшиковым в районе подножия Джунгарского Алатау определены: *Cypridopsis vidua* (Müll.), *Limnocythere relictica* (Lil.), *L. manjtschensis* Neg., *Cyclocypris serena* (Koch.) и др. Анализируя микрофаунистические комплексы остракод из отложений хоргосской свиты, С. Ф. Меньшиков (1969 г.) приходит к выводу, что к этому времени вымирают все термофильные виды остракод. Видовой состав хоргосского комплекса становится близким к плейстоценовому.

Эоплейстоценовый возраст осадков хоргосской свиты подтверждается также ее стратиграфическим положением на осадках илийской свиты и под осадками различных свит кошкурганского «горизонта».

Континентальные осадки, соответствующие хоргосскому «горизонту» на западе Южно-Казахстанского района, Н. Н. Костенко в 1959 г. выделены в кокурюмскую свиту. Отложения кокурюмской свиты с размывом залегают на более древних породах кеншагырской, павлодарской свит или непосредственно на палеозойских осадках.

В Восточном Приаралье они ложатся с размывом на прибрежные отложения шахшахской свиты, осадконакопление которой завершилось, по мнению Н. Н. Костенко и Л. К. Диденко-Кислицыной (1971), в первой половине хоргосского века (средний апшерон). Они широко распространены на правобережье р. Сарысу, южнее оз. Арыс, на востоке Бетпак-Далы в районе логов Андасай, Кеншагыр, у подножия Чу-Балхашского водораздела, на северном склоне Киргизского хребта, в Восточном Приаралье.

Осадки кокурюмской свиты представлены грубообломочными образованиями — конгломератами, гравелитами, галечниками, гравийно-галечными отложениями с песчано-карбонатным цементом. Мощность осадков обычно не превышает 10 м, максимальная (до 250 м) наблюдается на северном склоне Киргизского хребта.

В гравелитах кокурюмской свиты (правобережье р. Сарысу, сопка Кызыл-Кулак, район горы Шахшах) обнаружена скорлупа яиц страуса, аналогичная встреченной в осадках хоргосской свиты эоплейстоцена (определения В. С. Бажанова). Эта находка позволила отнести осадки кокурюмской свиты ко времени накопления хоргосской свиты.

Стратиграфическое положение осадков кокурюмской свиты на отложениях кеншагырской, охарактеризованной илийским фаунистическим комплексом, или на осадках шахшахской свиты, охарактеризованной моллюсками и остракодами акчагыл-апшеронского времени, подтверждает ее накопление в эоплейстоцене.

Шахшахская свита названа по горе Шахшах (Восточное Приаралье). Эти осадки впервые были описаны А. Н. Слюсаревым и

В. Б. Левиной в 1965 г. на островах Аральского моря. Повсеместно они налегают на различные отложения морского палеогена. Свита представлена морскими, бурыми, палевыми, зелено-серыми глинами и песками мощностью 3—25 м (максимальная мощность до 60 м). Отложения свиты биостратиграфически охарактеризованы остракодами, фораминиферами, моллюсками.

Фауна остракод найдена в этих отложениях в районе горы Шахшах, южнее оз. Арыс, в скважинах, пробуренных севернее ст. Чиили, г. Кзыл-Орды и др.

Солоноватоводная фауна из осадков шахшахской свиты и ее стратиграфическое положение позволяют предполагать акчагыл-апшеронское время накопления свиты, а верхний возрастной диапазон, вероятно, не моложе среднего апшерона, т. е. приблизительно соответствует первой половине эоплейстоцена.

Таким образом, из составленной корреляционной схемы эоплейстоцена Казахстана следует, что хоргосский «горизонт» Казахстана, отвечающий по объему апшерону и охарактеризованный хоргосским фаунистическим комплексом, соответствует нижней части жуншиликской свиты Тургай-Тобольского подрайона с *Archidiskodon meridionalis* (Nesti), аиртавской, музбельской свитам, щербнистой толще и древнему аллювию крупных долин Центрального Казахстана. В Южном Казахстане возрастным аналогом хоргосского «горизонта» являются верхи шахшахской свиты (низы хоргосского «горизонта») с апшеронской солоноватоводной фауной моллюсков и остракодами, кокурюмская и хоргосская континентальные свиты с *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) в хоргосской свите и остатками скорлупы яиц последнего страуса, жившего на территории Южного Казахстана.

Имеющихся данных еще недостаточно для того, чтобы расчленить осадки эоплейстоцена Казахстана на более дробные стратиграфические подразделения. Однако становится очевидным, что климатические условия на протяжении этого длительного отрезка времени не были постоянными. В дальнейшем при более детальном изучении этих отложений, вероятно, удастся расчленить их по остаткам млекопитающих на верхние слои с таманским комплексом и нижние с одесским комплексом, а также, возможно, наметить расчленение на более дробные климатостратиграфические подразделения.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН — КОШКУРГАНСКИЙ «ГОРИЗОНТ»

К нижнему плейстоцену — кошкурганскому «горизонту» (по схеме 1962 г.) относится ряд свит, соответствующих по своему объему всему звену или крупным его частям. Расчленения на более дробные подразделения, надступени и ступени намечаются пока лишь предварительным образом в некоторых районах.

К кошкурганскому «горизонту» отнесены отложения, охарактеризованные кошкурганской фауной (Костенко, 1980): *Sicista* sp., *Clethrionomys* sp., *Miomys intermedius*, *M. ex gr. pusillus-newtoni*, *Lagurodon arankaе*, *Lagurus transiens*, *Allophaiomys pliocaenicus*, *Arvicola* sp., *Pitymys* ex gr. *hintoni-gregaloides*, *P. arvaloides*, *Microtus arvalinus*, *M. ratticepoides*, *Myospalax* sp., Canidae Mustelidae, *Ursus* sp., *Archidiskodon wüsti*, *Palaeoloxodon* sp., *Equus süssenbornensis* (?), *Equus caballus mosbachensis*, *Asinus hidruntinus*, *Dicerorhinus mercki*, *Elasmotherium sibiricum*, *Paracamelus gigas*, *Capreolus* sp., *Alces latifrons*, *Cervus elaphus*, *Bison schoetensacki*, *Praeovibos* sp., *Ovis ammon*, *Soergelia* sp. Это лёссовидные суглинки верхней части жуншиликской свиты Тургайско-Тобольского района; водораздельные лёссовидные суглинки, древнеаллювиальные осадки междуречий Нуры и Куланутпес, аллю-

виальные осадки «дюнной» долины верховьев р. Нуры и Сарысу-Тенизского водораздела, пролювиальные накопления склонов Центрально-Казахстанского района; котурбулакская, кошкурганская свиты, нижняя часть аллювиально-озерных отложений Прибалхашской и Алакольской впадин, аллювий трех надпойменных террас рек Южно-Казахстанского района (Чу, Талас и др.), нижняя часть осадков древней дельты р. Тейсайрык (Саур).

Тургайско-Тобольский район. Верхняя часть жуншиликсской свиты Тургайско-Тобольского района представлена лёссовидными желто-бурыми супесями с *Dicerorhinus aff. kirchbergensis (-mercki)*. Остатки носорога обнаружены в более молодых среднеплейстоценовых отложениях оврага Тойсай у пос. Ленинское в 1961 г. А. Г. Илларионовым и У. Н. Мадерни. По заключению А. К. Векуа, отложения, вмещающие эти кости, должны быть отнесены к нижнему плейстоцену. По-видимому, эти кости вымыты из осадков жуншиликсской свиты, подстилающей более молодые среднеплейстоценовые образования.

Центрально-Казахстанский район. Верхняя часть жуншиликсской свиты с *Dicerorhinus aff. kirchbergensis (-mercki)* Тургайско-Тобольского района, вероятно, может сопоставляться с толщей плейстоценовых водораздельных суглинков Центрально-Казахстанского района. Эта толща представлена лёссовидными желто-бурыми суглинками с ископаемыми почвами.

В районе р. Кашкарбай (в 30 км южнее г. Кокчетав) встречены описанные Ю. А. Орловым (1930 г.) остатки *Elasmotherium sibiricum* Fisch. Вероятно, из этих отложений вымыты р. Ишимом кости *Elasmotherium* sp. у г. Целинограда. Мощность их меняется в широких пределах — от 5 до 100 м.

Накопление водораздельных суглинков Центрального Казахстана, так же как и Тургайско-Тобольского района, не ограничивалось только ранним плейстоценом. Осадконакопление продолжалось, по-видимому, и в среднем плейстоцене, о чем свидетельствуют находки в них *Mammuthus chosaricus* Dubrovo (-*M. trogontherii*), по ранее принимавшейся номенклатуре (Зинова, 1982).

Древнеаллювиальные отложения междуречья рек Нуры и Куланутпес представлены желто-серыми песками и супесями полимиктового состава в основании с гравийно-галечным материалом мощностью до 30 м. Залегают они на глинах аральской свиты, на породе палеозоя или палеогена. Скважиной у южного побережья оз. Жаныбек-Шалкар вскрыт наиболее полный разрез древнего аллювия (Шанцер и др., 1967). Описываемые древнеаллювиальные отложения не связаны с современными долинами рек Нуры и Куланутпес.

Аллювиальные отложения «дюнной» долины впервые были описаны К. В. Никифоровой в 1948 г. на южном участке р. Сарысу и Е. Е. Милановским (1958 г.) на Сарысу-Тенизском водоразделе. Они сложены желто-серыми сыпучими песками с косой и горизонтальной слоистостью. Е. Е. Милановским приводится разрез этого аллювия по левому берегу р. Нуры около пос. Пруды (Шанцер и др., 1967). Осадки «дюнной» долины пересекают верховье р. Нуры, Сарысу-Тенизский водораздел, пустыню Бетпак-Дала вплоть до р. Сырдарьи.

Раннеплейстоценовый возраст осадков «дюнной» долины устанавливается условно по геоморфологическому и стратиграфическому положению (Никифорова, 1960; Шанцер и др., 1967). Они залегают гипсометрически выше среднеплейстоценового аллювия и врезаны или приклонены к эоплейстоценовым равнинам.

К этому же времени в Центрально-Казахстанском районе, в пределах Кокчетавского массива, отнесены мощные шлейфы делювиально-пролювиальных суглинков, выполняющих широкие ложбины на абс. отметках более 400 м.

Южно-Казахстанский район. Котурбулакская свита Заилийского района, Джунгарии, Саура и Тарбагатая впервые выделена

Н. Н. Костенко в окрестностях Алма-Аты в горах Котурбулак в 1935 г. В основании свиты нередко залегают так называемые верхнегобийские конгломераты с известковистым цементом. Мощность их колеблется от 5 до 80 м. Генезис — аллювиально-пролювиальный. Биостратиграфически эти осадки не охарактеризованы, поэтому они условно отнесены Н. Н. Костенко и Л. К. Диденко-Кислициной (1971) к низам котурбулакской свиты. Несогласное налегание верхнегобийских конгломератов на пестроцветную глинистую свиту эоплейстоцена с остатками *Maistodon arvernensis* подтверждает ее раннеплейстоценовый возраст.

Со второй половиной раннего плейстоцена связаны морены полупокровного оледенения Джунгарии. Морены представлены плохо окатанными глыбами пород палеозоя и щебнисто-суглинистым заполнителем. Максимальная мощность моренных отложений — 260 м. В эти морены вложены и более молодые ледниковые отложения, а также аллювий III и IV надпойменных террас среднеплейстоценового и более молодого возраста.

К котурбулакской свите отнесены также флювиогляциальные, пролювиальные, аллювиально-пролювиальные отложения и аллювий V и VI надпойменных террас горных долин, имеющих, как правило, двухчленное строение: внизу — четкий горизонт грубообломочного валунно-галечного материала, сверху — лёссовидные суглинки и лёссы.

Биостратиграфически охарактеризованы только лёссовидные суглинки. Из флювиогляциальных лёссовидных суглинков Джунгарии к югу от с. Антоновка собраны остатки плохо изученных костей млекопитающих, степень фоссилизации которых, по заключению Б. С. Кожамкуловой, характерна для остатков раннеплейстоценового времени.

В суглинках того же генезиса в Приалмаатинском районе по р. Ногайсай (правый приток р. Широкой Шели) Н. Н. Костенко в 1935 г. собрал кости *Canidae (Vulpes sp.)*, *Mustelidae (Meles sp.)*, *Equus sp.*, *Cervus elaphus* L. По заключению Е. И. Беляевой, фауна имеет раннеплейстоценовый возраст. В районе Киикбай, по данным А. В. Тимуша, в лёссах собраны точно не стратифицирующиеся моллюски.

Во флювиогляциальных суглинках предгорий Терсей-Алатау (между р. Желькаркара и Курсу) А. П. Сиговым (1958 г.) собраны моллюски: *Succinea martensiana* Nev., *Columella edentula* D r a p., *Valtonia costata* Müll., *V. tenuilabris* (Sl., Br.), *Pupilla muscorum* L., *P. muscorum* var. *edentula* Sl., *Turanena scalaris* Na e g., *Vertigo alpestris* Ald. По заключению М. В. Бажановой, комплекс характерен для раннеплейстоценового времени.

Лёссовидные осадки пролювиального генезиса котурбулакской свиты в Центральной Джунгарии охарактеризованы моллюсками *Eulata semenovi* (M a r t.).

В Саурской зоне к этому времени условно отнесена нижняя часть нерасчлененных (ранне-среднеплейстоценового возраста) осадков древней континентальной дельты р. Терсайрык, сложенной плохо окатанным галечником и щебнем с сероватыми суглинками мощностью до нескольких десятков метров.

Аллювиально-озерные и озерные отложения Прибалхашской и Алакольской впадин, биостратиграфически не охарактеризованные, условно отнесены к раннему и среднему плейстоцену. Они представлены разнозернистыми полимиктовыми песками мощностью до 90 м.

В юго-западной части, у подножия хр. Каратау, в водораздельные осадки эоплейстоцена (верхнего плиоцена), сложены более молодые, объединяемые Н. Н. Костенко (1963) в кошкурганскую свиту. Стратотип этих осадков описан у с. Кошкурган (в 25 км северо-восточнее г. Туркестана). Разрез снизу представлен буровато-зелеными песчанистыми глинами с желваками известкового песчаника мощностью до 1 м. Они перекрываются песчанистыми глинами, обогащенными органическим веществом с желваками серого песчаника, мощностью 1,5 м. К верхней части этих глин приурочены основные наход-

ки фауны млекопитающих. Выше залегают зелено-серые пески (2,0 м) и плотные известковистые песчаники и известняки со следами от корешков растений (до 1 м). В этом горизонте встречаются костные остатки: *Paracamelus gigas* Schloss., *Equus caballus* cf. *mosbachensis* Reich., *E. (Asinus) hidruntinus* Regal., *Dicerorhinus etruscus* (Falc.), *Bison priscus* subsp. (определения, В. С. Бажанова и Т. Х. Хисаровой). Кошкурганский фаунистический комплекс по своему составу сопоставляется с тираспольским комплексом Восточной Европы, что позволяет вмещающие отложения рассматривать в качестве континентального аналога бакинских слоев.

Аллювиальные отложения наиболее крупных рек юго-запада Южно-Казахстанского района (Чу, Таласа и др.) слагают II надпойменную террасу. У подножия гор аллювий представлен валунно-галечным материалом мощностью до 180 м, при удалении от гор — полимиктовыми песками, перевейными в кровле, мощностью до 70 м. Аллювий залегает на красноцветных олигоцена или верхнеплиоценовых отложениях, местами на конгломератах (верхнегобийских?), в которых встречены кремневые орудия шельской или шель-ашельской эпохи (Х. А. Алпысбаев, 1959 г.).

Нерасчлененные аллювиальные отложения р. Сырдарьи (Восточное Приаралье) ранне-среднеплейстоценового возраста погребены под более молодыми аллювиальными осадками. Они достигают мощности 50—80 м.

Таким образом, в кошкурганском «горизонте», соответствующем нижнему плейстоцену, намечается расчленение на две части. Верхняя соответствует эпохе похолодания с оледенением полупокровного типа в горах и лёссовобразованием на равнинах и в предгорьях; нижняя — эпохе потепления, в течение которой накапливался валунно-галечный материал.

Палеогеографическая обстановка в кошкурганский этап раннего плейстоцена в разных районах Казахстана была различной. В целом характерно дальнейшее воздымание горных сооружений Южного Казахстана (особенно в первую его половину), а также увлажнение и похолодание климата, которые привели в горах к оледенению полупокровного типа, накоплению валунно-галечных толщ у подножия гор, песков и супесей на равнинах.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН — ЛЕБЯЖИНСКИЙ «ГОРИЗОНТ»

Среднему плейстоцену в полном объеме соответствует лебяжинский «горизонт» по унифицированной схеме 1962 г.

Есильский (бузулукский) аллювий IV надпойменной террасы рек Тургайско-Тобольского района выделен В. К. Шкатовой в 1976 г. впервые в естественном разрезе (и предложен в качестве неостратотипа) на левом берегу р. Каракол вблизи впадения ее в р. Ишим как самостоятельное геологическое тело, имеющее самостоятельный геоморфологический уровень (до сих пор эти отложения считались погребенными). Ранее В. А. Зубаковым (1972) осадки в основании III надпойменной террасы были отнесены к более древним, слагающим цоколь IV террасы, и названы «бузулукскими» слоями, датированными первым межледниковьем среднего плейстоцена. А. А. Бобоедовой (1971) эти отложения были выделены под названием «есильской» (бузулукской) свиты, слагающей самую высокую террасу этого района, отнесенную к тобольскому межледниковью. В качестве стратотипа А. А. Бобоедовой предположен разрез, расположенный на левом склоне долины р. Ишим в 4—5 км юго-западнее железнодорожной станции Есиль.

Исследованиями В. К. Шкатовой установлено, что в прибортовых частях ложбины этот аллювий сложен, как правило, грубозернистым

материалом, а в центральной — иловатыми супесями и суглинками темно-синего цвета.

Есильский аллювий охарактеризован бузулукским малакокомплексом (Мадерни, 1974) с *Corbicula fluminalis* Müll. Однако такой теплолюбивый вид корбикул, как предполагает Я. И. Старобогатов, не характерен для Тургайской ложбины. Здесь, так же как и на юге Западной Сибири, жили менее теплолюбивые корбикулы (*Corbicula tibialis*, *C. jerganensis*), по которым можно судить об умеренно-прохладном климате, близком к современному. Г. И. Кармишиной (по сборам В. К. Шкатовой) определены пресноводные остракоды с криофильными формами — лимноцитер, кандон и иллиоциприс, подтверждающие относительно прохладные условия, которые наступили непосредственно в конце образования этих отложений перед самаровским оледенением. В составе харофитового комплекса, полученного из этих отложений, присутствует вид *Sphaerochara headonensis*, широко распространенный в Западной Сибири (реки Иртыш, Обь) и являющийся руководящим для плейстоцена этого района (определения Л. К. Красавиной, по сборам В. К. Шкатовой).

Для спорово-пыльцевых спектров характерно присутствие в значительных количествах древесной растительности (ель, сосна, береза, ольха) и ассоциаций трав, свидетельствующих о значительном увлажнении климата. В больших количествах присутствует переотложенная пыльца.

Известна одна находка из этих отложений остатков крупных млекопитающих *Elasmotherium sibiricum*, позволяющая судить об их среднеплейстоценовом возрасте. Таким образом, все вышеперечисленное, а также стратиграфическое положение есильского аллювия, врезанного в водораздельные суглинки жуншиликской свиты, перекрытые аллювием III надпойменной террасы, позволяют связать образование его в основном с тобольским межледниковьем, возможно, началом самаровского оледенения среднего плейстоцена.

Тургайско-Тобольский район. Перигляциальные отложения, слагающие водоразделы на абс. отметках 170—230 м, ранее рассматривались в составе покровных водораздельных образований плиоцен-раннечетвертичного возраста (В. В. Лавров, 1949 г.; А. Г. Доскач, 1959 г.; П. Я. Кошелев, 1961 и др.). А. Г. Илларионовым в 1964 г. эти отложения были выделены в перигляциальную формацию, а в 1973 г. описывались как «сарбайские пески», возрастным и генетическим аналогом которых он считал катпаганскую свиту, выделенную Т. П. Бондаревой и В. Н. Самодуровым (1957 г.) в составе эоплейстоценовых осадков. Сюда же им были отнесены лёссовидные осадки жуншиликской свиты, названные им «сарыкольскими» слоями. А. А. Бобоедова в 1970 г. предложила выделить эти отложения в сарбайскую свиту, со стратотипическим разрезом, вскрытым в Сарбайском железнорудном карьере (Бобоедова, 1971). В связи с тем что Сарбайский карьер является действующим (происходит его постепенная выработка), В. К. Шкатова предлагает заменить сарбайский стратотип более полным неостратотипом. Последний расположен на левом берегу р. Каракол, в 5—6 км выше по течению от ее впадения в р. Ишим. В неостратотипическом разрезе сарбайские перигляциальные отложения перекрывают есильский аллювий IV (III по А. А. Бобоедовой) надпойменной террасы. Сарбайские перигляциальные отложения сложены супесями, суглинками и мучнистыми песками мощностью до 25 м, с явными следами криодислокаций, что позволяет судить об образовании их в суровых климатических условиях. Тип слоистости отложений свидетельствует о спокойном водном режиме бассейна, скорее всего озерно-аллювиального типа. Органическими остатками эти отложения не богаты. Известная одна находка мамонта раннего типа в песках Сарбайского карьера (*Mammuthus primigenius*) (определения Б. С. Кожамкуловой).

Спорово-пыльцевой комплекс из этих отложений указывает на существование открытых степных ландшафтов с преобладанием степных трав ассоциаций *Chenopodiaceae* — *Artemisia*.

Аналогом сарбайских перигляциальных отложений, по мнению А. А. Бобоедовой (1971), являются катпаганские отложения, развитые в Тургайской ложбине. Стратиграфический разрез отложений, расположенный вблизи оз. Катпаган, приведен А. А. Бобоедовой в т. 34 «Геология СССР» (1971). В. К. Шкатова предлагает в качестве лектотипа катпаганских перигляциальных отложений естественный разрез на правом берегу р. Улы-Жиланчик (выше мог. Каражармола). Он представлен ленточнослоистыми алевролитами, иногда с сингенетичными мерзлотными нарушениями типа инволюций, слоистыми суглинками и супесями с сингенетичными мерзлотными нарушениями типа мелких клинз и погребенной почвой вверху. Заканчивается разрез толщей лёссовидных суглинков и супесей, образующих вертикальную стенку. Раковины моллюсков (определения Я. И. Старобогатова по сборам В. К. Шкатовой) и остракод (определения Г. И. Кармишиной) из этих отложений позволяют судить о неблагоприятных условиях в момент их обитания.

Впервые из этих отложений выделены харовые водоросли (определения Л. К. Красавиной по сборам В. К. Шкатовой), среди которых присутствует руководящая *Sphaerochara headonensis* плейстоцена Западной Сибири. Спорово-пыльцевые спектры в целом не выразительны. По ним можно предполагать в это время прохладный и влажный в начале, и холодный и более сухой климат в конце осадконакопления.

Таким образом, описанные выше сарбайские и катпаганские отложения представляют собой своеобразные осадки перигляциальной зоны со всеми особенностями, характерными для таковых Западной Сибири.

Кроме того, стратиграфическое и геоморфологическое положение этих отложений подтверждает представление о том, что они образовались во время максимального оледенения.

Аллювиальные осадки III надпойменной террасы рек Тургайско-Тобольского района среднеплейстоценового возраста выделяются почти всеми исследователями (Шанцер и др., 1967; Мадерни, 1974 и др.). А. А. Бобоедова (1971) на основании изучения керна буровых скважин, а также геоморфологических наблюдений относит образование аллювия III надпойменной террасы к концу раннего — началу среднего плейстоцена. А. Г. Илларионов (1972 г.) связывает формирование этих осадков с первой половиной среднего плейстоцена.

По-видимому, более правильно было бы связать образование аллювия III надпойменной террасы рек Тургайско-Тобольского района со второй половиной среднего плейстоцена (вторым межледниковьем и вторым ледниковьем). Объясняется это следующим образом: в основании аллювия III надпойменной террасы, как было доказано выше, лежит цоколь более древней IV? надпойменной террасы, сопоставляемый с первым межледниковьем среднего плейстоцена. В целом формирование всей аллювиальной толщи IV надпойменной террасы принимается нами за первую половину среднего плейстоцена (первое межледниковье и первое максимальное ледниковье). Следовательно, нижний возрастной предел формирования аллювия III надпойменной террасы ограничивается вторым межледниковьем среднего плейстоцена. С этим временем связано формирование песчаных русловых фаций аллювия с переотложенными раковинами моллюсков из бузулукского комплекса более древней IV надпойменной террасы. Верхний возрастной предел образования аллювия III надпойменной террасы ограничивается вторым ледниковьем среднего плейстоцена, так как накопление осадков более молодой II надпойменной террасы, расположенной геоморфологически ниже III террасы, началось в позднем плейстоцене. Со вторым ледниковьем среднего плейстоцена связано накопление плотных заглип-

сованных суглинков. Абс. отметки кровли террасы колеблются от 160 до 260 м.

Отложения описываемой террасы вскрываются целым рядом скважин, а также в обнажениях по берегам рек.

К среднему плейстоцену относятся также аллювиально-озерные отложения Тургайской сквозной долины.

Это осадки залегают ниже современного эрозионного вреза и составляют древнюю сквозную Тургайско-Убаган-Тобольскую долину. Перекрываются они вложенными в них аллювиальными осадками первых трех надпойменных террас средне-позднеплейстоценового возраста. Абс. отметки кровли осадков сквозной долины располагаются на высоте 126 м (Арал — Иртышский водораздел) и уменьшаются к северу и югу до 50 м. Они вскрыты только буровыми скважинами.

Литологический состав рассматриваемых отложений разнообразен — карбонатные глины, пески. Максимальная мощность до 90 м. Генезис осадков — аллювиальный, озерный, озерно-аллювиальный, болотный, делювиально-пролювиальный. Осадки Тургайской ложбины палеонтологически охарактеризованы фауной пресноводных моллюсков, остракод и спорово-пыльцевыми комплексами.

Остатки крупных млекопитающих единичны. Встречены остатки костей подсемейства *Вовіпае*, указывающие, по заключению Б. С. Кожамкуловой, на позднеплейстоценовый возраст осадков. Фауна моллюсков, собранная А. А. Бобоедовой и А. Г. Илларионовым из керна скважин, выделена У. Н. Мадерни (1967 г.) в сарыкопинский комплекс, наиболее характерными видами которого являются: *Pisidium amnicum* Müll., *Valvata piscinalis* Müll., *Guraulus gredleri* (Bielz.) Gredler. Последние встречаются по всему разрезу осадков Тургайской ложбины за исключением верхней части мощностью 15—20 м. В целом комплекс холодолюбивый. Он свидетельствует об озерных и озерно-аллювиальных условиях седиментации. Сарыкопинский комплекс моллюсков сопоставлен У. Н. Мадерни (1967 г.) с обским (по В. А. Николаеву) комплексом Западной Сибири. В породах последнего известны остатки *Mammuthus primigenius* (ранний тип). Осадки Тургайской ложбины охарактеризованы обильной фауной остракод (определения Л. П. Зиновой, Е. Д. Яскевич, С. Ф. Меньшикова).

А. А. Бобоедова (1971) считает, что по фауне остракод можно разделить осадки Тургайской ложбины на две части. Нижнюю часть толщи она сопоставляет со средним плейстоценом, начиная с конца максимального оледенения, а верхнюю — с поздним плейстоценом. Однако кроме остракод других критериев для расчленения описываемых осадков пока нет, поэтому вопрос о взаимоотношении пачек остается неопределенным.

Стратиграфическое положение этих осадков ограничивает верхний возрастной предел осадконакопления этой толщи, по А. А. Бобоедовой (1971), верхами верхнего плейстоцена.

Анализ имеющегося материала по Тургайской сквозной долине позволяет сказать, что несмотря на обилие скважин, пробуренных в последние годы, ясности в отношении генезиса и возраста этих отложений нет. Такой значительный возрастной диапазон этих осадков безусловно объясняется плохой их изученностью в литологическом и палеонтологическом отношении. На мощной (до 90 м) толще осадков сквозной Тургайской долины несомненно должны были отразиться климатические изменения, происходившие в течение среднего — позднего плейстоцена.

Частично к среднему плейстоцену относятся нерасчлененные средне-верхнеплейстоценовые озерные, эоловые, элювиальные, делювиальные и элювиально-делювиальные отложения.

Озерные осадки приурочены к многочисленным озерным впадинам Убаган-Тобольского, Тобол-Тогузакского и Убаган-Ишимского междуречья. Они залегают на перигляциальной толще или на осадках жун-

шиликовской свиты и представлены песчанистыми глинами или песками мощностью до 25 м. Стратиграфическое положение озерных осадков, залегающих на перигляциальных отложениях, позволяет ограничить нижний возрастной предел серединой среднего плейстоцена.

Эоловые отложения в этом районе развиты очень ограниченно. Они перекрывают перигляциальные осадки, реже осадки жунжиликской свиты, и сложены косослоистыми песками с погребенными почвами, свидетельствующими о неоднократном перевевании осадков. На основании стратиграфического положения начало накопления эоловых песков можно отнести ко времени послемаксимального оледенения, а на некоторых массивах развевание происходит и в настоящее время.

Элювиальные, делювиальные и элювиально-делювиальные отложения широко развиты на описываемой территории. Элювиальные образования маломощным чехлом перекрывают поверхности педипленов, сложенных породами различного возраста; делювиальные — приурочены к склонам речных долин и оврагов; элювиально-делювиальные — выделяются на пологих склонах долин водоразделов. Их литологический состав зависит от подстилающих пород. Начало формирования этих осадков можно связать, вероятно, с заложением современной речной сети (средний плейстоцен).

Центрально-Казахстанский район. Водораздельные суглинки в среднеплейстоценовое время образовывались в результате переотложения нижнеплейстоценовых водораздельных суглинков делювиальными и пролювиальными процессами. В этих суглинках в 1952 г. Д. П. Найдин и В. А. Пазилова в районе р. Ащилы, правого притока р. Ишим, обнаружили остатки *Mammuthus trogontheri* (M. Pavl.), (= *M. chosaricus* Dubrov). Выше указывались находки в них *Elastotherium sibiricum* Fisch. Поэтому они рассматриваются нами условно как ниже-среднеплейстоценовые. Сюда же относятся делювиально-пролювиальные суглинки склонов, описанные выше.

Аллювиальные осадки. Надпойменные террасы Центрально-Казахстанского района, так же как и Тургайско-Тобольского района, выделены нами условно в основании III надпойменной террасы рек Центрального Казахстана. Они представлены серыми и сизыми илами. Вероятно, осадки более молодой III надпойменной террасы перекрыли с частичным размывом аллювий IV надпойменной террасы.

Сохранившийся цоколь древней IV? надпойменной террасы по аналогии со смежными районами Казахстана датирован первым межледниковьем среднего плейстоцена.

Аллювиальные осадки III надпойменной террасы и соответствующие им аллювиальные равнины Центрального Казахстана широко развиты по рекам Ишиму (широтное течение), Нуре, Сарысу и др. Аллювиальные отложения представлены песками, лишенными пойменных фаций, мощностью до 30 м.

Спорово-пыльцевые спектры осадков аллювиальной равнины в нижнем течении р. Нуры показали присутствие пыльцы ксерофитных травянистых и кустарничковых растений, что указывает на степные условия и аридный климат. Аллювий террасы охарактеризован остатками *Equus caballus* L., найденным С. И. Гольцом (определения В. С. Бажанова) в нижнем течении р. Нуры и по р. Куланутпес.

Геоморфологическое и стратиграфическое положение аллювия III надпойменной террасы позволяет датировать ее второй половиной среднего плейстоцена (второе межледниковье — второе ледниковье средней плейстоцена).

Южно-Казахстанский район. Морены долинного оледенения среднего плейстоцена в Джунгарии (Южный Казахстан) сохранились в немногих местах: в долине р. Кора, в Коксу-Бороталинской впадине и др. Флювиогляциальные отложения имеют еще более ограниченное распространение и окаймляют моренные отложения.

Аллювиальные отложения на юго-востоке этого района развиты широко. Они формируют комплекс надпойменных террас — III и IV, объединенных Н. Н. Костенко (1961 в боролдайскую свиту. Аллювий боролдайской свиты вложен в отложения котурбулакской свиты или в отложения плиоцена, миоцена и более древних пород. Террасы имеют двучленное строение: валунно-галечники в основании и лёссовидные суглинки или щебнистые суглинки, их замещающие в горных частях долин.

Валунно-галечники и лёссовидные суглинки IV надпойменной террасы мощностью до 130 м выделены Л. К. Диденко-Кислицыной в 1965 г. в басканскую свиту, а аналогичная толща III надпойменной террасы мощностью до 80 м — в дзержинскую свиту. Условно эти свиты отнесены соответственно к первой и второй половинам среднеплейстоценового времени. Аллювий террасы биостратиграфически охарактеризован хазарским (по В. С. Бажанову и Н. Н. Костенко) или прииртышским (по Б. С. Кожамкуловой) фаунистическим комплексом. В суглинках IV надпойменной террасы р. Шет-Тентек (Колпаковская впадина), в 5 км восточнее с. Дзержинск, найдены костные останки *Equus caballus*, а в суглинках III надпойменной террасы, восточнее с. Дзержинск, в шурфе на глубине 14 м собраны кости *Bison priscus longicornis* W. Grom. В суглинках этой же террасы собраны моллюски *Eulota (Leucozonella) rubens* Mart. (определения М. В. Бажановой).

Аллювиальные отложения высоких террас в долинах рек Тарбагатай нерасчленены и условно отнесены к среднему и позднему плейстоцену.

К этому же времени частично относится образование континентальной дельты р. Терсайрык (Саур) и верхней части озерных и озерно-аллювиальных осадков Прибалхашской и Алакольской впадин.

Аллювий предгорий хр. Каратау слагает две-три надпойменные среднечетвертичные террасы. Строение их обычно двучленное: внизу галечники и конгломераты, а сверху — супеси и суглинки, местами типичные лёссы, в которых обнаружены следы мустьерской стоянки (бассейн р. Арыстанды, выше с. Карасу). Мустьерская стоянка многослойная, имеет три культурных горизонта (Костенко, 1961). Из второго культурного горизонта среди остатков древних кострищ собраны кости животных, характерных, по заключению Б. С. Кожамкуловой, для среднего плейстоцена. Типично мустьерские кремневые орудия обнаружены во многих пунктах юго-западного склона хр. Каратау.

Аллювий вторых (?) надпойменных террас рек Чу и Талас отнесен условно к среднему плейстоцену (Костенко, Диденко, Кислицына, 1971). Мощность аллювия 50—60 м. Его подстилают континентальные и морские палеогеновые отложения. Из глин этой террасы Г. В. Курлова определила остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramd.), *Candoniella marcida* Maud., *Cyclocypris laevis* (Müll.), *Candona compressa* (Koch).

Для спорово-пыльцевых спектров из отложений этой террасы характерно, по заключению Р. Б. Бийбулатовой, присутствие в основном пыльцы травянистых и кустарниковых растений (95—98 %). Палеонтологические данные, как видно, недостаточны для обоснования среднечетвертичного возраста этого аллювия.

Аллювиальные равнины, выполняющие прилегающие к горам части Прибалхашской впадины, склоны Джунгарского и Заилийского Алатау, долины с прерывистым водостоком хр. Каратау и другие, сложены аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями.

В строении аллювиальных равнин и конусов выноса хорошо выделяется два аккумулятивных цикла, начинающиеся каждый с более грубообломочного материала и заканчивающийся мелкими гравийниками, песками, глинами, суглинками, иногда лёссовидным. Последние образуют обширные поля, тянущиеся от подножий предгорных ступеней к центральной части Илийской впадины. Мощность этих осадков по

данним бурения достигает 100—160 м (район Заилийского Алатау). В глинах у подножия хр. Каратау, в районе с. Сузак собраны моллюски: *Vallonia pulchella* Müll., *Succinea pfeiferi* Rusm., *Gyraulus laevis* Ald. и др. (определения К. А. Ляджиной) и остракоды: *Ilyocypris errabundis* Mapd., *Darwinula stevensoni* Br. et Tob., *Candoniella marcida* Mapd. и др.

Из описываемых отложений В. С. Бажановым определены кости *Mammuthus trogontherii* (= *M. chosaricus* Дубгово) (нижнее течение р. Кескелен), Б. С. Кожамкуловой и П. Ф. Савиновой — кости *Pygerethmus* sp., *Cricetulus migratorius* P. и др. (в основании 25-метрового разреза р. Ашибулак), *Lagurus luteus* (в долине р. Большой Алмаатинки). Эти находки позволяют датировать вмещающие их осадки не древнее среднего плейстоцена.

Делювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения развиты в межгорных впадинах, у подножий гор и образуют предгорные конусы выносы (Заилийский район, хр. Каратау, правобережье р. Чу, Тарбагатай, Саур и др.). Они представлены глыбощебнистыми отложениями с плохо окатанными обломками и песчано-суглинистым заполнителем и залегают на осадках раннеплейстоценового возраста, иногда на верхнегобийских конгломератах, перекрываются более молодыми осадками. Общая мощность достигает 50—80 м. В этих осадках встречены кости *Bison priscus* (*longicornis*?) характерные для среднего плейстоцена. Делювиально-пролювиальные осадки Тарбагатай биостратиграфически не охарактеризованы и возраст их определяется условно как средне-позднечетвертичный.

Эоловые отложения в Заилийском районе развиты по нижнеплейстоценовому песчаному аллювию; перевеваемая мощность песков 5—10 м. Переживание песчаных накоплений Кызылкумов, по Н. Н. Костенко и Л. К. Диденко-Кислицыной (1971), обусловило накопление эоловых лёссов в продольных депрессиях хр. Малого Каратау.

Аллювий р. Сырдарья, как отмечалось выше, не расчленен (нижний-средний плейстоцен).

К началу среднего плейстоцена в Казахстане имело место эрозионное врезание, обусловленное оживлением тектонических движений, особенно в областях периферийных горных сооружений юго-востока территории. К этому времени, вероятно, относится заложение речной сети современной конфигурации и формирование основных черт современного рельефа. В начале среднего плейстоцена наблюдалось относительное потепление и увлажнение климата, которое затем сменилось общим похолоданием, связанным с развитием максимального оледенения на равнинах Западной Сибири и в горах Средней Азии. Климатические изменения отразились на характере отложений — образование лёссов и лёссовидных пород, мерзлотных деформаций, а также изменений состава фауны и флоры — появление холодолюбивых форм. Имеются доказательства лишь одного оледенения в среднем плейстоцене. Следы второго (московско-тазовского) оледенения в пределах Казахстана еще не обнаружены. Косвенным доказательством двух эпох похолодания могут служить предварительные соображения о наличии в долинах двух террасовых комплексов — IV террасы, относящейся к первой половине и III террасы — ко второй половине среднего плейстоцена. Со второй половины среднего плейстоцена в результате аридизации климата происходит усиление эоловых процессов — переживание песков и др.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН — ИРТЫШСКИЙ «ГОРИЗОНТ»

Тургайско-Тобольский район. Аллювиальные отложения II надпойменной террасы, развиты в долинах почти всех крупных и мелких рек Тургая, Тобола, Ишима (меридиональный отрезок), Иргиза и др. Возраст террасы определялся разными исследователями в широком диапазоне от раннего до позднего плейстоцена.

Аллювий II надпойменной террасы вскрывается в долинах рек и в скважинах. Абс. отметки кровли ее аллювия изменяются от 260 до 140 м. Аллювий, как правило, состоит из базального слоя (гравий, галька), глин и песчаников нижней части и сильно облессованных карбонатных суглинков и супесей с мерзлотными деформациями верхней части. Максимальная мощность аллювия 30 м (р. Кабырга).

Стратотипический разрез для аллювия II надпойменной террасы находится на правом берегу р. Тобол, недалеко от пос. Придорожного. Разрез состоит из двух частей. Нижняя часть сложена песчано-гравийным аллювием межледникового облика, о чем свидетельствует отсутствие следов мерзлотных деформаций, сильное ожелезнение, железисто-марганцевидные конкреции, раковины моллюсков розового цвета, «теплый» розоватый оттенок породы в целом, спорово-пыльцевые спектры (марево-попынные степи со значительным участием злаково-разнотравных элементов и лесостепь). Верхняя часть разреза представлена перигляциальным аллювием, который можно назвать «придорожным» (по стратотипическому разрезу). Низы придорожного перигляциального аллювия сложены существенно глинистым материалом с мощными инволюциями и псевдоморфозами; верхи — облессованными супесями и суглинками, образующими отвесные стенки с мелкими мерзлотными клиньями и со следами погребенных почв.

Мерзлотные деформации в виде типичных псевдоморфоз в придорожном перигляциальном аллювии позволяют оценить среднегодовую температуру воздуха в это время в данном районе в пределах минус 8—9 °С. Это подтверждает ранее высказанное предположение Ф. А. Каплянской о том, что граница многолетнемерзлых грунтов в пределах Казахстана не могла проходить севернее 50° с. ш.

Аллювий II надпойменной террасы охарактеризован мамонтовым или позднепалеолитическим фаунистическим комплексом, с *Mammuthus primigenius* (Blum.) (поздний тип). Кроме последнего в аллювии обнаружены: *Equus caballus fossilis*, *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Saiga imberbis* (G. Gmel) *Rangifer* cf. *tarandus* (L) и др.

Аллювий вторых надпойменных террас (средняя и верхняя часть разреза) охарактеризован шолаксайским малакокомплексом. По У. Н. Мадерни (1967 г.), наиболее характерными видами комплекса являются: *Radix peregra* Müll., *Valvata piscinalis* Müll., *V. piscinalis* var. *antiqua* Sow., *Planorbis planorbis* L., *Anisus vortex* L., *Sphaerium nitidum* Glessin *Pisidium nitidum* Jehyns., *Anodonta cellensis* Gmelin.

Помимо остатков млекопитающих и малакофауны в аллювии II надпойменной террасы долины р. Тобола (разрез у пос. Придорожного) А. А. Бобоедова (1971) выявила комплекс остракод (опред. Л. П. Зиновьевой): *Plyocypris bradyi* Sars., *Candoniella schubinae* Mandelst., *Candona* cf. *rostrata* Brady et Norman, *Limnocythere* cf. *minjtschensis* Negad., *L. postconca* Negad.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный в разрезе террасы р. Кабырга (Бобоедова, 1971), указывает на существование лесостепных ландшафтов (пыльца древесных составляет 62,7 %, травных — 36,8 %). Из древесных преобладает *Pinus Picea*, *Alnus*, *Betula*.

Анализ палеонтологических данных из аллювия II надпойменной террасы долин Тургайско-Тобольского района позволяет придти к выводу о ее позднеплейстоценовом возрасте, точнее о его первой половине. Эти выводы основываются на находках в аллювии II террасы фауны млекопитающих позднепалеолитического (мамонтового) комплекса с *Mammuthus primigenius* (Blum.) (поздний тип).

Осадконакопление верхней аллювиальной толщи II террасы происходило в холодных условиях наступающего позднеплейстоценового оледенения. Шолаксайский комплекс моллюсков, характеризующий сред-

ную и верхнюю части аллювия, не содержит теплолюбивых видов моллюсков. В нем присутствуют криотермные виды родов *Succinea* и *Gyraulus* входящих в так называемый лёссовый комплекс Центральной и Восточной Европы (Равский, 1972). Комплекс остракод, состоящий из сочетания видов родов *Limnocythere*, *Candona*, *Ilyocypris*, свойственный лёссам, спорово-пыльцевые спектры лесостепных ландшафтов с преобладанием *Pinus*, облессованные суглинки повышенной мощности, мощные критурбации подтверждают указанный возраст.

Ко второй половине позднего плейстоцена относится аллювий I надпойменной террасы рек Тургая — Тобольского подрайона. Аллювий этой террасы картировался всеми исследователями и в отношении возраста существовали незначительные разногласия. Большинство исследователей относили ее к позднему плейстоцену. Абсолютные высоты кровли аллювия уменьшаются вниз по течению рек, относительная высота над руслом изменяется от 6—8 до 15 м.

Аллювий I надпойменной террасы имеет следующее строение: внизу — базальный слой грубообломочного материала; выше — чередование прослоев алевритов, глин, песков; в кровле — облессованные засоленные известковистые суглинки и супеси с характерной столбчатой отдельностью. К подошве облессованных суглинков приурочены следы перигляциальных явлений.

Аллювий охарактеризован верхнепалеотическим (мамонтовым) фаунистическим комплексом с *Mammuthus primigenius* (Blum.) (поздний тип). Кроме него в описываемой террасе были собраны остатки костей *Equus caballus* L., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bos primigenius* Boj., *Bison* sp. и др.

Аллювий I надпойменной террасы охарактеризован жуковским малякокомплексом, характерным, по мнению У. Н. Мадерни (1967 г.) для второй половины плейстоцена. В него входят наземные моллюски — *Vallonia pulchella* Müll., *Succinea oblonga* Drap., *S. pfeifferi* Rossm. и др. пресноводные — *Limnaea stagnalis* L., *Radix ovata* Drap., *Galba truncatula* Müll., *Valvata piscinalis* Müll., *Bithynia tentaculata* L.

Спорово-пыльцевые спектры из аллювия I надпойменной террасы указывают на существование лесостепных ландшафтов с преобладанием пыльцы трав.

На основании литологических и палеонтологических данных из аллювия I надпойменной террасы можно дать заключение о позднеплейстоценовом возрасте накопления этих осадков (второй его половины). Следы мерзлотных нарушений, наблюдаемых в подошве облессованных суглинков, позволяют связать их (лессовидные суглинки) образование со вторым оледенением позднего плейстоцена (осташковско-сартанским).

Ко второй половине позднего плейстоцена относится завершение осадконакопления нерасчлененных средне-верхнеплейстоценовых аллювиальных и аллювиально-озерных отложений сквозной Тургайской долины, а также нерасчлененных средне-верхнеплейстоценовых озерных, эоловых, элювиальных, делювиальных, элювиально-делювиальных отложений Тургайско-Тобольского района.

Центрально-Казахстанский район. Аллювиальные отложения II надпойменной террасы представлены в долинах рек верхнего Ишима, Нуры, Сарысу и др. Он представлен грубозернистыми песками с галькой и гравием в основании, выше — глинами и песками — облессованными палево-красно-бурыми суглинками и супесями повышенной мощности.

Аллювий II надпойменной террасы характеризуется позднепалеолитическим (мамонтовым) фаунистическим комплексом с *Mammuthus primigenius* (Blum.) (поздний тип). Кроме последнего в аллювии найдены: *Equus hemionus* Pall., *E. caballus*, *Saiga tatarica* L., *Sus scrofa* L., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.).

Спорово-пыльцевые комплексы нижних частей разреза аллювия содержат только пыльцу травянистых растений, в то время как в верхних частях содержится пыльца древесных пород (сосны).

Несмотря на немногочисленность данных для дробного климато-стратиграфического расчленения аллювия II террасы, можно полагать (учитывая данные по смежным территориям), что нижняя часть разреза аллювия, охарактеризованная пылью травянистых растений и обильными костными остатками степных млекопитающих, по-видимому, формировалась в первое (теплое и сухое для данной территории) межледниковье позднего плейстоцена. Верхняя часть аллювия, представленная облессованными суглинками с супесями повышенной мощности, со спорово-пыльцевыми спектрами, содержащими древесные породы, очевидно, накапливалась в первое ледниковье позднего плейстоцена.

Аллювий первых надпойменных террас рек развит практически везде по долинам крупных рек. В верхних частях разреза аллювий представлен супесями серого цвета с серией погребенных почв. В аллювиальных осадках встречаются остатки млекопитающих: *Camelus bactrianus* L., *Equus caballus* L., *Ovis* sp. (*ammon*?), *Bison priscus deminutus* W. G r o m., *Bos* sp., *Equus (Asinus)* sp. и др.

Стратиграфическое и геоморфологическое положение и био-стратиграфические данные аллювия I надпойменной террасы позволяют сопоставить время накопления его со второй половиной позднего плейстоцена, причем начало формирования аллювия отнести ко второму позднеплейстоценовому межледниковью, а завершение (лессовидные супеси с погребенными почвами) — ко второму позднеплейстоценовому ледниковью.

К верхнему плейстоцену Центрально-Казахстанского района относятся нерасчлененные озерные и озерно-аллювиальные отложения. Карагандинского района и Тенизской впадины. Стратиграфическое положение осадков озер, врезанных в среднеплейстоценовую аллювиальную равнину, позволило условно датировать их поздним плейстоценом (Шанцер и др., 1967). Биостратиграфически эти осадки не охарактеризованы.

Южно-Казахстанский район. В этом районе в позднем плейстоцене выделяются морены одного в Джунгарии (Н. Н. Костенко, 1974 г.) и двух в Сауре (Селиверстов, 1967) горно-долинных оледенений. Морены сложены обломочным материалом с глинисто-песчаным заполнителем. Морены залегают в трогах, вложенных в среднеплейстоценовые тропы.

Аллювиальные верхнеплейстоценовые отложения I и II надпойменных террас гор (Джунгария, Саур, Тарбагатай, Каратау) и равнин (р. Сырдарья, Прибалхашская и Алакольская впадины) имеют широкое распространение.

Долины горных рек сложены, как правило, валунно-галечным материалом в основании и перекрывающими их облессованными суглинками или фациально замещающими их (вблизи гор) щебнистым суглинком. Эти террасы состоят из двух седиментационных климатических ритмов — нижнего и верхнего, соответственно относящихся к первой и второй половинам позднего плейстоцена. Каждый из климатических ритмов соответствует межледниковью и ледниковью — т. е. грубообломочный материал в основании террас отнесен к межледниковью, а перекрывающие их облессованные суглинки — к ледниковью.

Аллювиальные террасы р. Сырдарьи сложены преимущественно песками с пресноводными моллюсками, супесями и суглинками. Последние за пределами описываемой территории, в Приташкентском районе, переходят в лёссы голодностепского комплекса позднего плейстоцена. В долине рек Чу, Или, Талас в позднем плейстоцене выделяется только одна (I) надпойменная терраса, представленная песками, гравием, галькой, мощностью до 100 м.

Аллювиальные отложения Илийской впадины сложены песками и галечниками и перекрыты суглинками. Они достигают мощности 80 м. По остаткам костей тушканчика *Dipus Saggita* Pall и *Citellus intermedium* G a n d t эти осадки отнесены к верхнему плейстоцену. В целом же аллювий I и II надпойменных террас биостратиграфически не охарактеризован. Принадлежность осадков к верхнему плейстоцену основывается на геоморфологическом положении террас.

Аллювиально-пролювиальные и пролювиально-делювиальные отложения Южного Казахстана распространены широко в предгорных равнинах хр. Каратау, Джунгарии, Саура и Тарбагатая, Чу-Балхашского водораздела и др. Эти отложения представлены плохо окатанными галечниками, гравием, песками, перекрывающимися супесями, мощностью до 20 м. В них обнаружены редкие находки костей млекопитающих, не позволяющие стратифицировать эти отложения подробнее, чем верхний плейстоцен.

В позднем плейстоцене на всей территории Казахстана наиболее интенсивно проявились тектонические движения в областях горных сооружений юга и юго-востока. Они сопровождалась оледенениями горнодолинного типа, а также новыми врезами, в результате которых заложилась II и I надпойменные террасы. Вместе с тем, строение этих террас свидетельствует о двухкратном изменении климатических условий.

Верхнеплейстоценовые осадки характеризуются новым верхнепалеолитическим (мамонтовым) комплексом, сложившимся на территории Казахстана (с характерным для него мамонтом позднего типа).

В результате сделанного обзора стратиграфии четвертичных отложений Казахстана со времени принятия Региональной стратиграфической схемы 1962 г. видно, что на этой территории установлены отложения всех основных подразделений четвертичной системы, выделены по многочисленным находкам остатков костей представительные фаунистические комплексы млекопитающих, сходные с восточно-европейскими. Но эти комплексы дают лишь расчленение на три крупных этапа осадконакопления (ранне-, средне- и позднечетвертичные). Более подробного климатостратиграфического расчленения до сих пор не применялось, хотя ясно, что следы смены климатов и здесь проявляются достаточно отчетливо.

Стратиграфия четвертичных отложений Казахстана еще слабо изучена. До сих пор от эоплейстоцена до позднего плейстоцена применяется только посвитное расчленение, соответствующее крупным этапам осадконакопления. Требуют пересмотра и детализации выделенные ранее малакокомплексы, комплексы остракод и спорово-пыльцевые комплексы, а также фауна млекопитающих, которые на данном этапе еще недостаточно детализированы для подробного климатостратиграфического расчленения. Не изученными остаются лёссовые толщи Казахстана, хотя на смежных территориях успехи лёссовой стратиграфии весьма существенны.

Аллювиальные толщи, судя по имеющимся в настоящее время стратиграфическим схемам, не всегда имеют определенное стратиграфическое положение.

Особо стоит вопрос о происхождении и возрасте Тургайской ложбины, а также о расчленении осадков ложбины на две пачки, которые намечаются пока только по фауне остракод.

В целом в стратиграфии четвертичных отложений всех описываемых районов Казахстана следует отметить недостаточное применение климатостратиграфического метода для более подробного расчленения, полное отсутствие палеомагнитных исследований и радиологического датирования пород.

Основным недостатком стратиграфического расчленения отложений данного региона является отсутствие стратотипов для разновозрастных

толщ, что затрудняет составление региональных стратиграфических схем, корреляцию между отдельными районами Казахстана и мешает составлению дробной унифицированной стратиграфической схемы.

Предлагаемая корреляционная стратиграфическая схема Казахстана и выявленные при ее составлении дискуссионные вопросы позволяют сделать некоторые рекомендации в целях дальнейшего изучения четвертичных отложений. Основные этапы осадконакопления в плейстоцене (палеонтологически обоснованные) позволяют в дальнейшем перейти к дробной стратиграфии четвертичных отложений Казахстана. Основными должны быть био- и климатостратиграфические методы.

Примерами межрегиональной корреляции служат два основных стратиграфических репера.

Первым маркирующим репером являются низы аллювиальной толщи IV надпойменной террасы с *Corbicula fluminalis*: есильский (буздукский) аллювий Тургайско-Тобольского района Казахстана; «голубая толща» (IV?) надпойменных террас рек Центрально-Казахстанского района; отложения Западной Сибири — чембакчинский аллювий с *Corbicula tibetensis* и семенными флорами «диагональных песков» Нижнеиртышского района, тобольский (татарский, по В. К. Шкатовой) аллювий с *Corbicula fluminalis* Среднеиртышского района, тобольский аллювий с *Corbicula ferganensis* и *C. tibetensis* с семенной флорой «диагональных песков» Тобольского Прииртышья и сингильские слои с «сингильской» семенной флорой юго-востока европейской части СССР. Осадконакопление перечисленных выше толщ повсеместно связано с первым межледниковьем среднего плейстоцена.

Вторым маркирующим репером является «придорожный» перигляциальный аллювий II надпойменной террасы рек Тургайско-Тобольского района Казахстана, лёссовидная толща увеличенной мощности II надпойменной террасы рек (такырская терраса) Центрально-Казахстанского и Южно-Казахстанского районов, сопоставляемые соответственно с плехановским перигляциальным аллювием II надпойменной террасы Нижнеиртышского района, перигляциальным аллювием II надпойменной террасы (рассветовским, по В. К. Шкатовой) Среднеиртышского района юга Западной Сибири, лёссовидной толщей вторых надпойменных террас рек («лысая» терраса) Средней Азии и перигляциальными отложениями (копановско-ательские, по В. К. Шкатовой) юго-востока европейской части СССР. Осадконакопление перечисленных выше толщ повсеместно связано с первым оледенением позднего плейстоцена.

Первоочередной задачей является создание на основе корреляционной стратиграфической схемы четвертичных отложений Казахстана унифицированной региональной стратиграфической схемы, так как старая схема, составленная на II Республиканском Межведомственном совещании в 1962 г., значительно устарела.

СРЕДНЯЯ АЗИЯ

В пределах рассматриваемой территории выделяются резко отличающиеся по тектоническому режиму и рельефу области, которые неодинаково развивались в течение всего кайнозоя. Это сказалось на строении разрезов четвертичных отложений. Западная часть региона представлена Туранской низменностью — эпигерцинской плитой с мощным мезо-кайнозойским платформенным чехлом. Южную и восточную часть региона занимают горные хребты Копетдага, Тянь-Шаня и Памира с внутригорными и межгорными впадинами, являвшимися в течение длительного времени областями устойчивой аккумуляции. К наиболее крупным впадинам относятся Таджикская, Ферганская, Иссык-Кульская, складчатое основание которых опущено на глубину более 3000 м.

Эоплейстоценовые и плейстоценовые отложения Средней Азии по условиям образования разделяются на морские и континентальные.

Морские и парагенетически связанные с ними дельтовые отложения имеют ограниченное развитие в районах, примыкающих к бассейнам Каспийского и Аральского морей, рассмотрены в специальном разделе данного полутома. Континентальные отложения характеризуются разнообразным происхождением и составом. В горных областях преобладают склоновые (гравитационные, делювиальные) отложения с участием в высокогорных зонах ледниковых, водно-ледниковых, солифлюкционных образований. В предгорьях и низко расположенных межгорных и внутригорных впадинах преимущественным развитием пользуются аллювиальные, проллювиальные, делювиальные отложения и лёссовые породы. Озерные отложения фрагментарно развиты в Приаралье, в ряде впадин Тянь-Шаня и Памира вблизи современных озер. Обширную территорию занимают золотые пески пустынь Кызылкумов и Каракумов. К днищам бессточных котловин приурочены хемогенные отложения соляных озер и солончаков.

В пределах Среднеазиатского региона выделено 15 районов, отличающихся по типу, мощности, полноте разрезов эоплейстоцен-плейстоценовых отложений, из которых семь относится к Туранской равнине (Западно-Туркменская низменность, Каракумы, Устюрт, Приаралье, Кызылкумы, Приташкентский район и Голодная степь, Каршинская степь), а остальные — к горным сооружениям юга Средней Азии (Копетдаг, Бадхыз и Карабиль, Памир, Тянь-Шань, Иссык-Кульская, Чуйская, Таджикская, Ферганская впадины) (рис. 5).

История изучения четвертичных и плиоценовых отложений Средней Азии по существу начинается с конца XIX — начала XX столетия. Она связана с работами Н. И. Андрусова, А. Д. Архангельского, К. И. Богдановича, В. Н. Вебера, Н. Г. Кассина, И. В. Мушкетова, В. А. Обручева, А. П. Павлова, Н. А. Северцева, Я. С. Эдельштейна и др. Большой вклад в изучение древнего оледенения, рельефа и геологии горных районов Средней Азии внесли зарубежные исследователи: Р. Пампелли, В. Дэвис, Э. Хантингтон, Л. Нет и др.

В годы советской власти началось активное хозяйственно-экономическое освоение территории Туркестана и геологические исследования здесь приобрели широкий размах. Так, например, в 1928 г. была организована многолетняя Таджикско-Памирская экспедиция, в которой участвовали: Б. А. Борнеман, А. Р. Бурачек, С. И. Клунников, Н. Л. Корженевский, Н. А. Кудрявцев, К. К. Марков, А. П. Марковский, Д. И. Мушкетов, Д. В. Наливкин, С. К. Овчинников, В. П. Ренгартен, П. К. Чихачев, П. П. Чуенко и др.

В 30—40-х годах изучением неоген-четвертичных отложений Ферганской впадины и смежных районов занимались: Н. П. Васильковский, О. С. Вялов, М. П. Грамм, К. Н. Калицкий, С. А. Кушнар, О. К. Ланге, В. И. Попов, Ю. А. Скворцов и др. На территории Киргизии исследования проводили Н. Н. Костенко, Б. А. Петрушевский, В. В. Шумов, С. С. Шульц и др.: в Туркмении — С. Ю. Геллер, И. П. Герасимов, А. Г. Доскач, Б. П. Жижченко, А. С. Кесь, В. П. Колесников, Н. П. Луппов, И. И. Никшич, М. П. Петров, Б. А. Петрушевский, А. И. Смолко, А. Ф. Соседко, Б. А. Федорович, П. П. Чуенко и др.

В послевоенное время стратиграфия четвертичных отложений Туркмении исследовалась Г. И. Амурским, Г. Б. Бердыевым, Н. М. Богдановым, М. К. Граве, Ю. М. Клейнером, А. М. Кривенко, Б. К. Лузгиным, Н. А. Нагинским, А. Н. Нигаровым, Г. И. Поповым, А. К. Симановым, С. П. Толстовым, К. А. Ушко, К. Я. Федоренко, П. В. Федоровым, Г. Ф. Шнейдером, Ю. А. Шумаковым и др. В Узбекистане в изучение четвертичных отложений весомый вклад внесли: У. К. Абдуназаров, Г. Ю. Алферов, Н. П. Васильковский, А. И. Исламов, С. М. Қасымов, Н. А. Когай, А. А. Лазаренко, Г. А. Мавлянов, М. М. Маматкулов, Э. Д. Мамедов, С. А. Несмеянов, А. Н. Нурматов, О. Ю. Пославская, Ю. А. Скворцов, И. Н. Степанов, Г. Ф. Тетюхин, А. А. Чистяков, А. А. Юрьев и др. Изучением четвертичных отложений Таджикистана

занимались В. А. Васильев, Н. А. Гвоздецкий, А. Е. Додонов, Н. Н. Костенко, Н. И. Кригер, А. А. Лазаренко, В. П. Лозиев, В. В. Лоскутов, Е. А. Минина, С. А. Несмеянов, А. А. Никонов, Л. Ф. Сидоров, А. К. Трофимов, О. К. Чедия и др. Среди исследователей четвертичных отложений Киргизии следует отметить Л. Г. Бондарева, П. Г. Григоренко, Ш. Качаганова, В. Н. Кнауфа, В. Г. Королева, Н. Н. Костенко, Н. П. Костенко, К. В. Курдюкова, В. И. Макарова, Н. В. Макарову, В. В. Попова, Д. В. Севастьянова, А. К. Трофимова, Л. И. Турбина, К. Ф. Удалова, О. К. Чедия, А. В. Шнитникова, С. В. Эпштейна и др.

Существенный вклад в стратиграфию плиоценовых и четвертичных континентальных отложений Средней Азии внесли палеонтологи: Н. В. Александрова, П. А. Аубикерова, Е. И. Беляева, Э. А. Вангенгейм, Е. А. Дмитриева, И. П. Дуброво, В. С. Зажигин, В. И. Жегалло, Б. С. Кожамкулова, Р. К. Камбариддинов, А. Н. Мотузко, М. В. Сотникова, Б. А. Трофимов, С. А. Тарасов, Г. Д. Хисарова, А. А. Шилейко; палеоботаники: В. С. Корнилова, Е. Ф. Кутузкина, М. С. Лазарева, Т. А. Сикстель, П. Н. Овчинников; палинологи: Р. Я. Абузярова, Э. К. Азыкова, З. В. Алешинская, Г. Н. Бердовская, Н. С. Болиховская, Р. Е. Гитерман, С. М. Григина, М. П. Гричук, Л. Н. Ершова, Л. В. Калугина, М. М. Пахомов, А. М. Пенькова, А. Б. Фортуна, Е. М. Швецова, Г. М. Шумова; археологи: Х. А. Алпысбаев, С. В. Бутомо, А. В. Виногорадов, Б. А. Литвинский, А. П. Окладников, В. А. Ранов.

Начиная с 60-х годов для расчленения и корреляции неогеновых и четвертичных отложений, широко используются данные палеомагнитных исследований, начатых А. Н. Храмовым, а затем продолженных Г. З. Гурарием, М. Мамедовым, В. М. Грубихиным (в Туркмении), А. А. Валиевым, Л. М. Гамовым, А. Ф. Ерошкиным, А. В. Пеньковым, В. В. Семеновым, Х. А. Туйчиевым (в Узбекистане и Таджикистане), О. А. Куликовым (в Киргизии). Нашли применение также радиологические (изотопные) и другие физические методы датирования геологических образований. Из них особенное значение имеют термолюминесцентные датировки лёссовых отложений, выполненные В. Н. Шелкоплясом.

Большую роль в изучении четвертичных отложений региона сыграло Межведомственное совещание по итогам изучения четвертичного периода, состоявшееся в 1961 г. в Ташкенте, на котором была принята рабочая корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Азии и Южного Казахстана, утвержденная МСК в 1962 г. В основе этой схемы лежат представления Н. П. Васильковского и Ю. А. Скворцова о четырех неотектонически обусловленных эрозионно-аккумулятивных циклах, которым соответствуют региональные литостратиграфические единицы — комплексы, выделявшиеся главным образом по геоморфологическим данным и сопоставлявшиеся на основании геологических и редких палеонтологических и археологических данных с нижним, средним, верхним плейстоценом и голоценом общей шкалы. Дальнейшая детализация местных стратиграфических схем региона осуществлялась за счет выделения внутри комплексов подкомплексов, также преимущественно по геоморфологическому принципу. Сопоставление этих подразделений с климатостратиграфическими горизонтами европейской части СССР и других регионов остается неясным.

Первые шаги по пути климатостратиграфического расчленения четвертичных отложений Средней Азии сделаны лишь в последнее время. Они связаны с работами У. К. Абдуназарова, А. Е. Додонова, Н. И. Кригера, А. А. Лазаренко, Е. А. Мининой, И. Н. Степанова и др., установившими присутствие в лёссовых толщах Таджикистана и Узбекистана многочисленных горизонтов почв, группирующихся в педокомплексы, имеющие региональное развитие и служащие важными стратиграфическими маркерами. Чередование в разрезах горизонтов лёсса и погребенных почв, обусловленное ритмикой климатических изменений, позволило разработать принципиально новые дробные стратиграфические

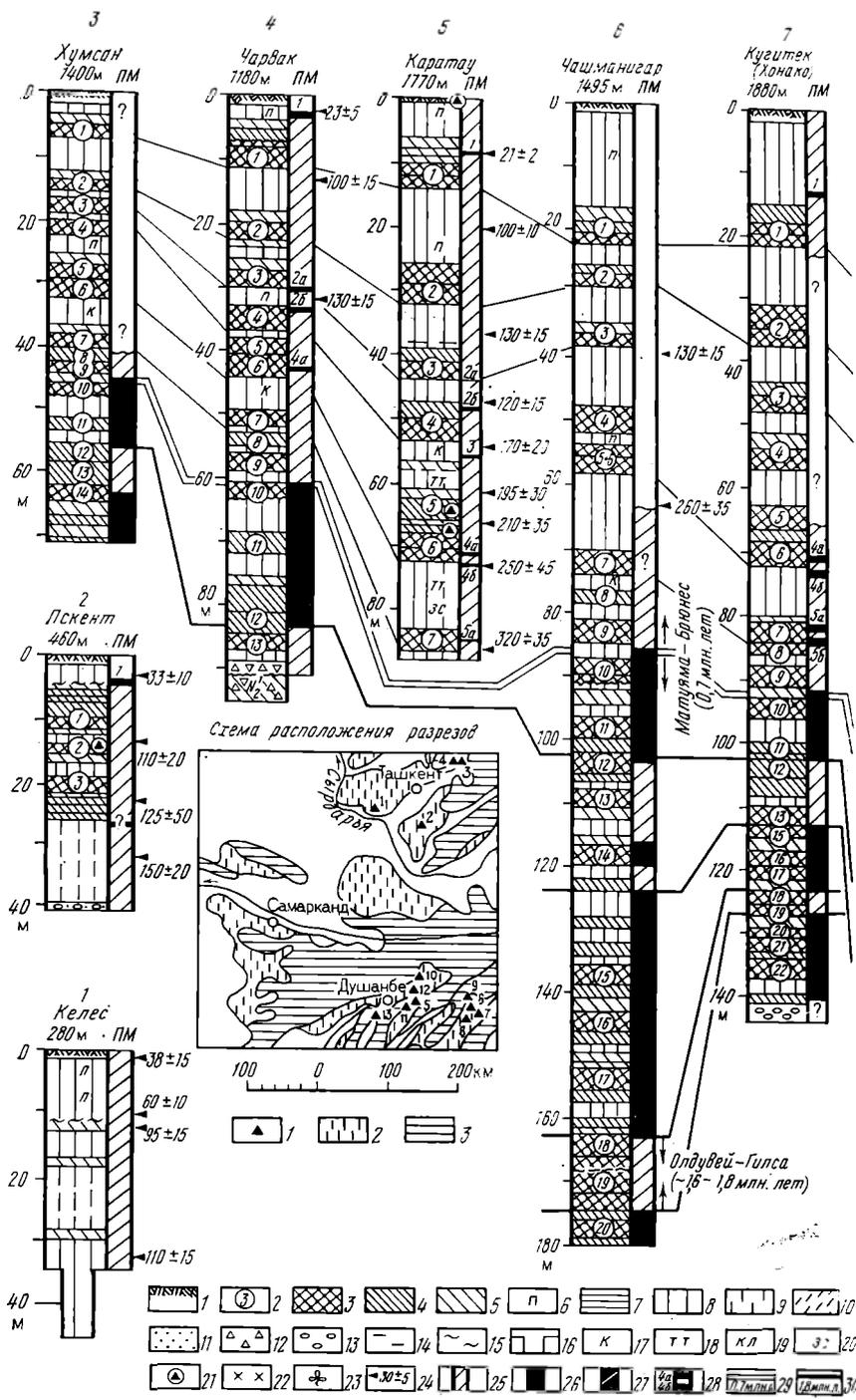
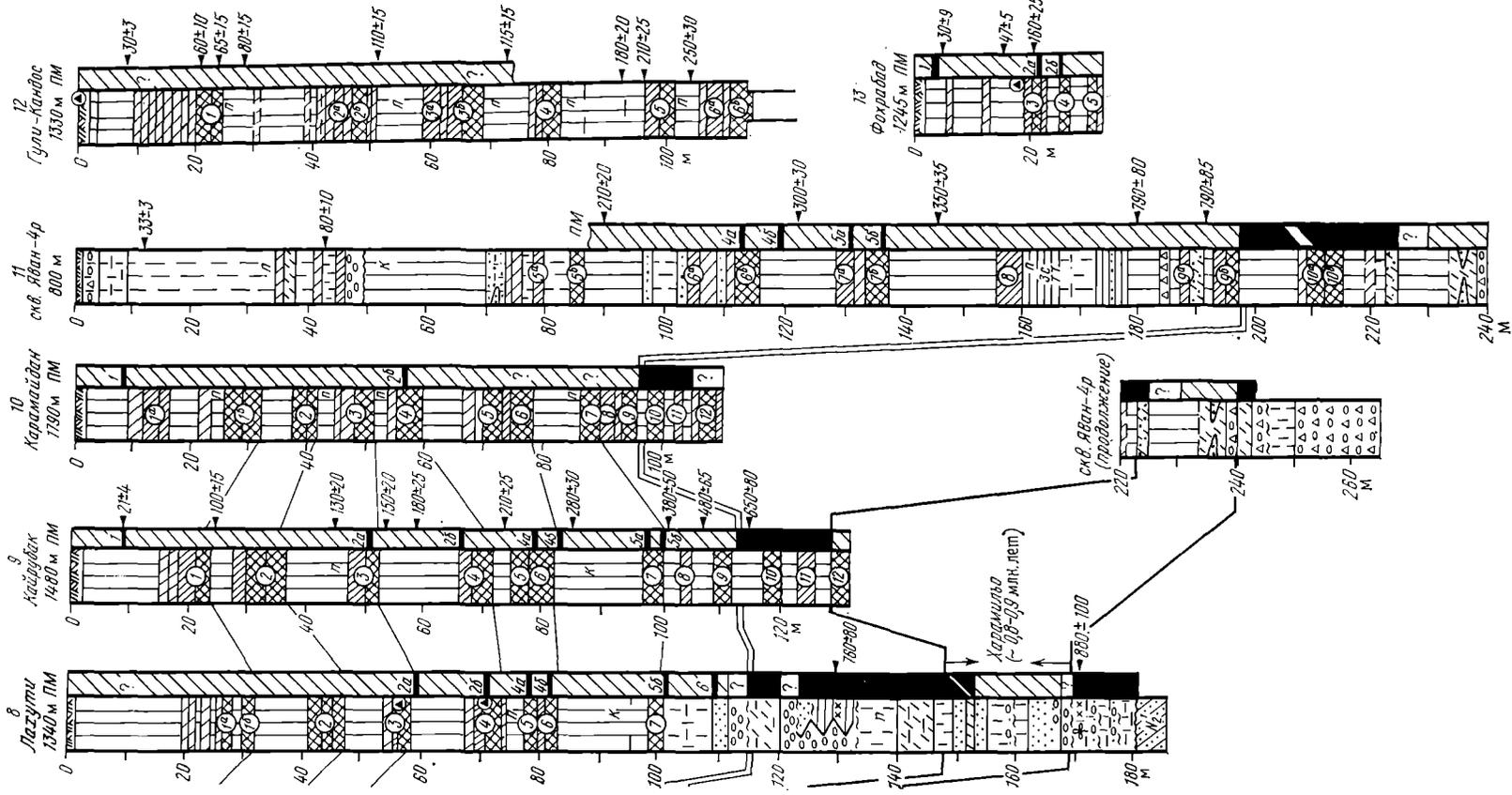


Рис. 5. Корреляция опорных разрезов лёссовой формации Приташкентского района и Таджикской депрессии (составил А. А. Лазаренко, с использованием данных А. В. Пенькова, В. В. Семенова, В. Н. Шелкопляса, Е. А. Мининной)

1 — современная почва; 2 — погребенные почвенные и почвенно-седиментационные комплексы и их индексы; 3 — полноразвитые погребенные почвы зонального типа; 4 — среднеразвитые погребенные почвы; 5 — слаборазвитые, зачаточные погребенные почвы и подосадименты; 6 — заметные признаки почвообразования в породе; 7 — глина; 8 — лёсс типичный (местами уплотненный); 9 — лёссовидный суглинок; 10 — супесь; 11 — песок; 12 — щебень; 13 — галька; 14 — слоность; 15 — разрыв; 16 — основание видимого разреза и контакт с коренной породой; 17 — продолжение разреза скважиной; 18 — «каменный» лёсс (обычно алевроит неплотный); 19 — тектоническая трещиноватость п кливаж (слабый) в лёссовой толще; 20 — зеркала скольжения; 21 — археологические местонахождения; 22 — костеносные горизонты; 23 — остатки макрофлоры; 24 — датировка ТЛ-методом (в тыс. лет); 25 — прямая (N) полярность намагниченности; 26 — обратная (R) полярность; 27 — знакопеременная (NR) полярность; 28 — эпизоды обратной (R) полярности и их местные индексы; 29 — уровень инверсии Матуэяма—Брюнес; 30 — границы крупных палеомагнитных эпизодов в зоне Матуэяма.

Условные обозначения на врезке: 1 — местоположение разрезов; 2 — лёссовые массивы; 3 — горные районы (выше 1000 м)



схемы лёссовой формации (в объеме плейстоцена и эоплейстоцена) Таджикской депрессии (Додонов, Пеньков, 1977; Лазаренко, Пахомов, Пеньков, 1977) и Приташкентского района (Лазаренко, Болиховская, Семенов, 1980), полностью скоррелированные между собой. Геохронологическое обоснование этих схем обеспечено комплексом палеомагнитных, термолюминесцентных и отчасти палеонтологических и археологических данных. Сходные результаты по расчленению лёссовых толщ получены в 1977—1978 гг. А. А. Лазаренко для района Алма-Ата. Таким образом, уже в настоящее время имеются реальные перспективы создания унифицированной дробной стратиграфической схемы лёссовой формации Средней Азии и Южного Казахстана и проведения широких региональных и межрегиональных корреляций.

В ходе этих исследований был установлен «облекающий» характер залегания древних лёссовых толщ на разновысотных элементах рельефа. В связи с этим, использовавшиеся ранее для определения возраста лёссовых покровов геоморфологические критерии в ряде случаев оказываются несостоятельными, что вызывает необходимость ревизии существующих ныне стратиграфических представлений. Однако, поскольку данных для такой ревизии накоплено еще недостаточно, в основу настоящего очерка положена рабочая корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Азии, утвержденная МСК в 1962 г., дополненная новыми материалами. Кроме того, в очерке описаны отложения эоплейстоцена (апшерона), по подошве которых проходит принятая в данном полутоме нижняя граница четвертичной (антропогеновой) системы (прил. VII).

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

На территории Средней Азии эоплейстоцен представлен почти целиком континентальными образованиями, отличающимися значительной литологофациальной изменчивостью. Они разделены на многочисленные трудно сопоставимые свиты, возраст которых определяется обычно условно на основании анализа их стратиграфического положения и лишь отчасти путем корреляции с морскими (апшеронскими) отложениями, а также по палеонтологическим, палеомагнитным и геохронологическим данным.

Каракумы. На крайнем западе Низменных Каракумов у оз. Ясхан морские эоплейстоценовые отложения с микрофауной мощностью 50 м согласно залегают на породах акчагыла (Шевченко, 1960). Восточнее, в разрезах колодцев Қазы и Оюклы с ними условно сопоставляется «немая» песчано-глинистая толща мощностью около 40 м, имеющая сходное стратиграфическое положение.

На значительной части территории Низменных и Юго-Восточных Каракумов в эоплейстоцене происходила аккумуляция песчаного аллювия пра-Амударьи и ее притоков мощностью до 600 м., залегающего с разрывом на породах различного возраста. Он слагает верхнюю часть репетекской свиты, выделенной А. В. Яхно в 1962 г. и датированной поздним плиоценом на основании того, что ее отложения частично замещены морским акчагылом и повсеместно с разрывом перекрыты ниже-среднеплейстоценовыми отложениями. В Юго-Восточных Каракумах западнее пос. Уч-Аджи — колодца Ширам-Куп развиты пески елчи-лекской свиты мощностью от 40 до 170 м, залегающие с разрывом на акчагыльских отложениях гокчинской свиты (Л. Н. Смирнов, М. С. Ибрагимов, 1965 г.) и более древних породах и перекрытых ниже-среднеплейстоценовым аллювием каракумской свиты (Федорович, 1934). В районе дельты р. Мургаба к эоплейстоцену по условиям залегания отнесена существенно глинистая джарская свита (Л. Н. Смирнов, 1962 г.) мощностью от 90 до 250 м.

На днищах впадин и межкыровых понижений в западной части Заунгузских Каракумов в эоплейстоцене накапливались озерно-лагуны-

ные загипсованные пески мощностью 5—7 м, выделенные в 1961 г. Ю. Р. Ткачевым в акбашлинскую свиту. В приамударьинской части Заунгузских Каракумов развиты аллювиальные и озерно-аллювиальные конгломераты и песчаники ташакырской свиты мощностью до 20 м предположительно эоплейстоценового возраста, установленной А. И. Айнемером и другими в 1968 г.

Устюрт. К чинкам Устюрта местами прилегают предположительно верхнеплиоценовые делювиально-пролювиальные щебнисто-гравийные пески мощностью до 30 м. В районе Туаркыра к верхнему плиоцену отнесены пролювиальные конгломераты, занимающие высокое гипсометрическое положение в рельефе. В Кумсебшенской впадине и в районе впадины Карашор распространены озерные глины, пески и алевроиты мощностью до 40 м, содержащие раковины верхнеплиоценовых моллюсков (Геология СССР, т. 22, 1972).

Приаралье. На этой территории скважинами вскрыты озерно-морские отложения мощностью 500 м и более, содержащие хары и остракоды апшеронского возраста.

Кызылкумы. В Юго-Западных Кызылкумах к эоплейстоцену относится ташакырская свита, представленная в основном песчаниками, конгломератами, алевролитами аллювиального, пролювиального и озерного генезиса, мощностью от 10 до 250 м. Отложения свиты залегают с размывом на породах акчагыльского и более древнего возраста и перекрыты четвертичными отложениями. Они содержат фауну остракоид и остатки млекопитающих (Мамедов, 1957; прил. VII). В Восточных Кызылкумах с ними сопоставляется аналогичная по генезису толща песков мощностью до первых сотен метров, вскрытая скважинами между отложениями акчагыла и плейстоцена и выделенная в свиту В (Геология СССР, т. 23, 1972).

Голодная степь. К эоплейстоцену здесь также условно отнесена свита В, представленная в основном алевролитами мощностью 500—860 м.

Приташкентский район. В Чарвакской котловине эоплейстоценовые отложения выделены в бричмуллинскую свиту. Она составляет нижнюю часть чарвакской серии, охватывающей практически непрерывный лёссово-почвенный разрез всего плейстоцена и значительной части эоплейстоцена (Лазаренко, Болиховская, Семенов, 1980). Изученные разрезы свиты (стратотипы Чарвак и Хумсан) расположены на высокой (1200—1400 м и более) поверхности, относимой к так называемым «ташкентскому» и «нанайскому» геоморфологическим уровням. Вскрытая мощность бричмуллинской свиты 23—27 м. Вследствие «трансгрессивного» характера залегания этой свиты на коренных породах, ее конкретный стратиграфический объем в различных разрезах значительно варьирует. В составе свиты основную роль играют погребенные почвы различной степени выраженности. Среди них выделяется 5—7 средне- и полноразвитых почв с хорошо дифференцированным на генетические горизонты профилем мощностью 2,5—2,7 м.

Наиболее развиты, по-видимому, почвы оптимальных климатических фаз — лугово-красновато-коричневые и луговые почвы разреженных субтропических лесостепей и лугового разнотравья. Редкие горизонты сильно уплотненного лёсса (2—5 м) формировались в более аридных (семиаридных) условиях.

В целом, во время накопления бричмуллинской свиты климат был влажнее современного, что подтверждается спорово-пыльцевыми данными Н. С. Болиховской (Лазаренко и др., 1980).

В стратотипах Чарвак и Хумсан, по данным В. В. Семенова, бричмуллинская свита имеет в основном обратную намагниченность и относится целиком к эпохе Матуямы. Инверсия Матуяма — Брюнес (0,7 млн. лет) проходит в 3 м выше кровли свиты, совпадающей с поверхностью регионально выраженного углового несогласия. К нижней половине свиты приурочен другой важный магнитохронологический ре-

пер — крупный эпизод прямой намагниченности Харамильо (около 0,8—0,9 млн. лет).

В настоящее время А. А. Лазаренко расчленяет бричмуллинскую свиту (в пределах вскрытой ее части) на 9 стратиграфических горизонтов (прил. VII). Эти горизонты занимают вполне определенное место в сводном палеомагнитном разрезе лёссовой формации Приташкентского района и уверенно коррелируются с аналогичными горизонтами эталонных разрезов лёссово-почвенных толщ эоплейстоцена Таджикистии депрессии (Лазаренко и др., 1977, 1980), на основании чего возраст бричмуллинской свиты определяется как поздне- и отчасти средне-эоплейстоценовый.

Каршинская степь. В западной и центральной частях района к эоплейстоцену условно отнесены песчано-глинистые отложения ташакырской свиты мощностью от 10 до 250 м, имеющие аллювиальный, пролювиальный и озерный генезис. Они залегают с размывом на породах садыварской (верхнеплиоценовой) свиты и перекрыты отложениями плейстоцена. В восточной части Каршинской степи им, видимо, соответствуют имеющие сходное стратиграфическое положение аллювиальные и пролювиальные отложения яккабакской свиты (С. Екшибаров, 1962 г.), представленные алевролитами с прослоями песчаников и конгломератов, мощностью от первых десятков до первых сотен метров.

Копетдаг. В западном Копетдаге развиты морские акчагыльские и апшеронские отложения, которые прослеживаются во внутренних районах до меридиана г. Кызыл-Арвата, а в северных предгорьях до пос. Арчман (Геология СССР, т. 22, 1972). Восточнее, на размытой поверхности ниже-среднеплиоценовых и более древних пород с угловым несогласием залегает кешиньбаирская свита (А. В. Данов, 1957 г.), сложенная в основном конгломератами и алевритами аллювиального, пролювиального генезиса, мощностью от 20 до 250 м. Свита датирована поздним плиоценом — эоплейстоценом на основании частичного фациального замещения ее в Прикопетдагском прогибе морским акчагылом и по палеомагнитным данным (М. Мамедов, 1967 г.).

В восточном Копетдаге к эоплейстоцену, видимо, относятся ашхабадская и келатчайская свиты (Бирман, Расцветаев, 1969). Ашхабадская свита, развитая в западной части района, представлена конгломератами, алевролитами аллювиального и пролювиального генезиса мощностью 160—180 м, залегающими с размывом и угловым несогласием на породах кельтычинарской свиты (Бирман, Расцветаев, 1967). Отложения ашхабадской свиты содержат комплекс остракод эоплейстоценового возраста (Т. Р. Розьева, Т. М. Лаптева, 1972 г.). В Душак-Меанинском районе восточного Копетдага ее стратиграфическим аналогом является келатчайская свита, представленная грубообломочными аллювиальными и пролювиальными отложениями, залегающими с размывом и угловым несогласием на породах душакской свиты (Бирман, Расцветаев, 1969).

В предгорьях восточного Копетдага к эоплейстоцену, возможно, также относятся пролювиальные алевриты, галечники, конгломераты каахкинской свиты (Л. Н. Смирнов, М. С. Ибрагимов, 1965 г.) мощностью до 200 м, развитые в районе ст. Каахка, где они залегают с размывом и угловым несогласием на породах кешиньбаирской свиты и более древних образованиях.

Бадхыз и Карабиль. В районе этих предгорных возвышенностей Парапамиза к эоплейстоцену условно отнесена тахтинская свита (Амурский, 1962; Л. Н. Смирнов, 1962 г.), сложенная пролювиальными алевролитами мощностью от 50 до 350 м, залегающими с размывом на образованиях гокчинской свиты верхнего плиоцена и более древних неоген-палеогеновых породах.

Памир. На Восточном Памире верхнеплиоцен-эоплейстоценовые отложения выделяются в составе бахмалджилгинского комплекса (Васильев, 1962), представленного изменчивыми в литолого-фациальном

отношении отложениями мощностью до 500—700 м, развитыми в древних продольных долинах и впадинах, где они залегают с резким угловым несогласием на более древних породах и с разрывом перекрываются четвертичными, в основном ледниковыми образованиями. Один из представительных разрезов бахмалджилгинского комплекса находится в Кокбайской впадине в долине р. Кокджар-Учкуль (Лоскутов, 1964 и др.). В его основании, по данным М. М. Пахомова и А. А. Никонова (1977), выделяется толща ледниковых отложений мощностью 50—60 м, перекрытая песчано-галечным аллювием и озерными глинами кокбайского межледниковья (Пахомов, 1973) мощностью 25 м. Из последних выделены спорово-пыльцевые комплексы, свидетельствующие о развитии на Памире в это время хвойных лесов с элементами гималайской флоры и широколиственных пород (Пахомов, 1973). Ранее возраст бахмалджилгинского комплекса определялся предположительно как позднеплиоценовый — раннечетвертичный. По данным палеомагнитных исследований, время формирования отложений комплекса соответствует позднему плиоцену — эоплейстоцену (Пеньков, Никонов, Додонов, 1976).

В Западном Памире близкие по времени образования отложения, содержащие спорово-пыльцевые спектры хвойных лесов, фрагментарно сохранились в речных долинах на высоких цокольных террасах (Никонов, Пахомов, 1976).

Тянь-Шань, Иссык-Кульская, Чуйская впадины. В этих районах отложения эоплейстоцена представлены в основном палеонтологически «немыми» грубообломочными молассами шарпылдакской свиты (С. С. Шульц, 1954 г.) мощностью от первых десятков до нескольких сотен метров. В периферических частях впадин они залегают с разрывом и угловым несогласием на более древних породах, а в районах устойчивого прогибания обычно согласно подстилаются верхнеплиоценовыми отложениями. Последние в восточной части Иссык-Кульской впадины (гора Ичке-Тасма) и в Чуйской впадине (Серафимовская антиклиналь) охарактеризованы остатками илийской фауны: *Equus cf. stenonis*, *Cervus* sp.?, *Gazella* sp.? (Беляева, Курдюков, 1963; Трофимов и др., 1976; Е. А. Стрельцов, Е. А. Степанов, 1979 г.).

Стратотип шарпылдакской свиты находится на горе Шарпылдак в южной части Иссык-Кульской впадины. В нем на озерных отложениях верхнеплиоценовой джуужинской свиты (С. С. Шульц, 1954 г.) с разрывом и угловым несогласием залегают пески, щебень, суглинки, разделенные на три толщи: нижнюю (25 м) — озерно-пролювиальную, среднюю (43,5 м) и верхнюю (36,5 м) — пролювиальные (Алешинская и др., 1976). К подошве верхней пачки приурочена палеомагнитная инверсия Матуяма — Брюнес (0,7 млн. л. н.). Ранее все три толщи стратотипического разреза относились к шарпылдакской свите, возраст которой большинством исследователей принимался как позднеплиоцен — раннечетвертичный. В свете последних исследований, верхняя прямо намагниченная толща, залегающая с разрывом на подстилающих обратнo намагниченных отложениях и отличающаяся от них по вещественному составу и условиям формирования (Алешинская и др., 1976), не входит в состав шарпылдакской свиты и относится к плейстоценовому джергаланскому комплексу (Трофимов, 1976).

В разрезе горы Тепке на р. Джергалан в верхней части обратнo намагниченной пролювиальной толщи, залегающей в основании разреза и, видимо, соответствующей верхам шарпылдакской свиты, найдены остатки *Equus cf. sanmeniensis*?, *Hyaena* sp.? (Алешинская и др., 1976). Вероятно, эоплейстоценовый возраст имеет грубообломочная улахольская свита, выделенная в 1962 г. К. В. Курдюковым в юго-западной части Иссык-Кульской и Кочкорской впадинах, где она завершает разрез неогеновых моласс, а также, имеющая сходное стратиграфическое и геоморфологическое положение, чолпонатинская свита (Трофимов, 1976), обычно считавшаяся нижнеплейстоценовой.

Таджикская депрессия. В этом ключевом районе к эоплейстоцену относится основная часть мощной (сотни метров) толщи дислоцированных делювиально-пролювиальных и аллювиальных отложений песчано-глинистого и грубообломочного состава, залегающих с угловым несогласием на верхних свитах неогена и известных под названием кулябской свиты. Эта свита была выделена в 1931 г. Б. А. Борнеманом. Возраст ее по условиям залегания и фауне моллюсков, аналогичных современным, был предположительно определен как четвертичный. В дальнейшем стратиграфия кулябской свиты, переведенной в ранг комплекса, датированного ранним плейстоценом, неоднократно изменялась и уточнялась.

Первые находки фауны крупных млекопитающих (определения Э. А. Вангенгейм, Б. С. Кожамкуловой, Г. Д. Хисаровой) показали, что кулябская свита (комплекс) является разновозрастной и в некоторых разрезах относится к верхнему плиоцену и нижнему (?) плейстоцену по схеме МСК (Бабаев, 1962; В. П. Лозиев, С. С. Лим, 1962 г.; Васильев, 1962; Костенко, Кожамкулова, 1964; Меламед, 1964; Лоскутов и др., 1965). Большую роль в дальнейшей разработке стратиграфии кулябского комплекса и верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений Таджикистана сыграли работы В. В. Лоскутова, А. А. Никонова, А. Е. Додонова и А. В. Пенькова, посвященные изучению опорных разрезов долины Куруксая и других мест, содержащих костеносные слои с богатой териофауной.

Кулябский комплекс (свиту) обычно подразделяют на две свиты: куруксайскую и кайрубакскую (Лоскутов и др., 1971). Первоначально возраст куруксайской свиты был определен по палеонтологическим данным как позднеплиоценовый, а кайрубакской, по косвенным данным, как раннеплейстоценовый (по схеме МСК). В дальнейшем выяснилось, что стратотип кайрубакской свиты (близ с. Кайрубак в долине р. Куруксая) охватывает весь плейстоцен и верхи эоплейстоцена, а гипостратотипы у сел Чашманигар и Хонако — весь эоплейстоцен и частично плиоцен. В связи с этим А. А. Лазаренко перевел кайрубакскую свиту в уточненном ее объеме в ранг серии, понимая под ней всю мощную покровную лёссово-почвенную толщу, залегающую с резким угловым несогласием на коренных породах различного возраста (Лазаренко и др., 1977). В пределах данной толщи им выделены две свиты: чашманигарская (эоплейстоцен и самые верхи плиоцена) и утоганская (плейстоцен).

Иных взглядов относительно стратиграфии куруксайской и кайрубакской свит придерживаются А. Е. Додонов, и А. В. Пеньков (Пеньков, Гамов, Додонов, 1976; Додонов, Пеньков, 1977 и др.). Они существенно изменили первоначальные границы и объем этих свит и определяли их возраст соответственно как позднеплиоценовый и эоплейстоценовый. Учитывая сказанное, необходимо придерживаться понятия «куруксайская свита» в ее первоначальном объеме и смысле (Лоскутов, Ершова, Колотов, 1971).

Куруксайская свита. Отложения этой свиты обычно имеют аллювиальный генезис и приурочены к зонам опусканий, где их мощность достигает более 500 м. В стратотипическом разрезе в долине р. Куруксай свита имеет видимую мощность около 330 м и характеризуется трехчленным строением (Лоскутов, Ершова, Колотов, 1971). Нижняя (более 100 м) и верхняя (125—130 м) ее пачки сложены в основном русловыми конгломератами. Средняя пачка (80—100 м), видимо, аллювиально-пролювиального генезиса, имеет существенно глинистый состав. В разрезе вскрыто несколько костеносных горизонтов, главный из которых (К-2) расположен в верхней части средней пачки. Здесь различными исследователями в разные годы собраны многочисленные остатки средневиллафранкской (хапровской) фауны млекопитающих, из которых к настоящему времени определено до 37 форм (прил. VII; Граница неогена и четвертичной системы, 1980). В самых

верхах свиты в костеносном горизонте (К-3) определены остатки послевиллафранкской фауны: *Microtus* (Subgen.?) sp., *Equus* sp. и др. (Путеводитель экскурсий..., 1977). По палеомагнитным данным (Пеньков, Гамов, Додонов, 1976; Додонов, Пеньков, 1977 и др.), куруксайская свита в стратотипе относится почти целиком к эпохе Матуямы, за исключением самых низов свиты, относящихся уже к эпохе Гаусса. Между основным (К-2) и верхним (К-3) костеносными горизонтами Куруксая установлен крупный интервал прямой намагниченности, сопоставляемый с эпизодом Олдувей — Гилса. Таким образом, по палеонтологическим и палеомагнитным данным, возраст куруксайской свиты в стратотипе ограничен интервалом 2,5—1 (?) млн. лет (поздний плиоцен — эоплейстоцен).

Чашманигарская свита. Лёссово-почвенный тип разреза эоплейстоцена, выделенный в краевых частях Таджикской депрессии под названием чашманигарской свиты менее распространен. В стратотипах Чашманигар и Кугитек (Хонако) на водоразделах рек Тиры, Обимазара и Яхсу мощность свиты достигает соответственно 90 и 45 м. В ее составе резко преобладают погребенные почвы, общей численностью около 30. Примерно половина из них представлена развитыми, хорошо дифференцированными на генетические горизонты красновато-бурыми и ярко-бурыми почвами мощностью до 3,5 м.

Подчиненное значение имеют менее развитые почвы, педоседименты и слои лёссов (см. рис. 5).

Эоплейстоценовый возраст чашманигарской свиты обосновывается условиями залегания (под утоганской свитой плейстоцена), палеомагнитными данными, термолюминесцентными датировками (см. рис. 5), а также корреляцией с палеонтологически охарактеризованными близлежащими разрезами Куруксая и Лахути. Основной костеносный горизонт (К-2) Куруксая, по палеомагнитным данным А. В. Пенькова (Лазаренко, Пахомов, Пеньков, 1977), расположен стратиграфически ниже подошвы чашманигарской свиты в ее стратотипе, а верхний костеносный горизонт (К-3) — примерно на уровне ее средней части или несколько выше. Верхней части свиты соответствует териофауна разреза Лахути (из аллювия, фациально замещающего лёссово-почвенную толщу — кайрубакскую серию в долине р. Обимазар).

Из верхнего, основного костеносного горизонта (Лахути-2) определено до 20 форм (прил. VII; Граница неогена и четвертичной системы, 1980). Возраст фауны Лахути-2 — послевиллафранкский, соответствующий низам плейстоцена (европейский кромер). Он контролируется также положением этой фауны в разрезе между эпизодом Харамильо и инверсией Матуяма — Брюнес.

В настоящее время А. А. Лазаренко в составе чашманигарской свиты выделено 23 региональных стратиграфических горизонта, из которых 17 относятся к эоплейстоцену, а 6 — к плиоцену (прил. VII).

Эти горизонты, хорошо коррелирующиеся с аналогичными горизонтами в Приташкентском районе, занимают определенное место в сводном палеомагнитном разрезе лёссовой формации Таджикской депрессии. Так, инверсия Матуяма — Брюнес проходит в 4—5 м выше кровли свиты, верхняя граница эпизода Харамильо — на уровне восейского горизонта (12 ПК), а нижняя его граница — близ кровли алимтайского горизонта. Верхняя граница эпизода Олдувей — Гилса практически совпадает с кровлей колхазабадского горизонта — 18-го педокомплекса (ПК), а нижняя (по которой обычно проводится сейчас нижняя граница эоплейстоцена) — с подошвой кургантюбинского горизонта (19 ПК).

В целом, по данным А. В. Пенькова и В. В. Семенова, в сводном палеомагнитном разрезе чашманигарская свита занимает большую часть зоны Матуямы (за исключением ее низов) и характеризуется возрастом от 0,8 до 2,2 млн. лет.

О климатических условиях эоплейстоцена Таджикской депрессии можно судить по палеонтологическим, геолого-литологическим и палеопедологическим данным. Позднеэоплейстоценовая фауна Лахути-2 включает представителей открытых степных пространств, полупустынь, саванн, приречных лесов и зарослей, а также горных стадий. Спорово-пыльцевые спектры из разрезов Куруксай, Каракчи, Чашманигар (данные Л. Н. Ершовой, Р. Е. Гитерман, Н. С. Болиховской) указывают на вертикальную растительную зональность в горах и значительно большее общее увлажнение климата по сравнению с современным. Это подтверждается и геолого-литологическими данными.

Наиболее достоверную палеогеографическую информацию несут погребенные почвы, свидетельствующие о неоднократных (около 10) крупных климатических колебаниях, отмеченных в разрезе полноразвитыми почвами, формировавшимися, видимо, в условиях субгумидного субтропического климата предгорной зоны с отчетливо выраженным сезонным увлажнением (относительные пювиалы). Особенно хорошо выраженными (существенно «красноцветными») почвами являются 19, 16 и 13 ПК, которые характеризуют три крупных климатических оптимума (ритма) эоплейстоцена и могут быть использованы как варианты границ между его основными подразделениями. Горизонты маломощных лёссов по ряду признаков — значительной карбонатности, появлению плотных капсул личинок насекомых, предохраняющих от высыхания, достаточно ксерофильной малакофауне с *Pseudonapaeus elbiplicatus*, *Leucozonella rufisira* и др. (определения А. А. Шилейко), накапливались в аридных и семиаридных условиях.

Ферганская впадина. В рассматриваемом районе верхнеплиоцен-эоплейстоценовые отложения в основном пролювиального и аллювиального генезиса, завершающие разрез неогеновых моласс, характеризуются невыдержанным грубообломочным и песчано-глинистым составом и непостоянством мощностей (от первых десятков метров до 950 м). По периферии впадины они нередко с размывом и угловым несогласием залегают на более древних породах, а в зонах устойчивого прогибания обычно согласно подстилаются отложениями среднего и верхнего плиоцена (Геология СССР, т. 23, 1972). В последних (свита В₂) в западной Фергане Н. П. Васильковским был найден зуб *Archidiskodon* cf. *meridionalis* (Nesti) (архаичная форма), входящего в состав илийского фаунистического комплекса.

Существует ряд стратиграфических схем рассматриваемых отложений, составленных в разные годы для отдельных районов впадины различными исследователями. В южной Фергане эоплейстоценовые отложения были выделены О. С. Вяловым в андижанскую свиту. Аналогами ее в юго-восточной Фергане являются талдыкская свита (по А. С. Теленкову), а в северо-западных адырах Ферганы — свита С₂ (по Н. П. Васильковскому), кепелийская свита (по М. Н. Грамму) и коктюрлюкская свита (по С. А. Несмеянову). В отложениях коктюрлюкской свиты С. А. Несмеяновым (1964 г.) были обнаружены остатки *Archidiskodon meridionalis* (Nesti), *Elasmotherium* sp. (*caucasicum*?) *Camelidae* gen.?, *Cervidae* gen.? (определения И. А. Дуброво). Из разрезов северо-западных адыров известны также остракоды позднеплиоценового возраста (М. Н. Грамм, 1959 г.).

ПЛЕЙСТОЦЕН

Для территории Средней Азии до сих пор не разработана унифицированная стратиграфическая схема континентальных плейстоценовых отложений. Это объясняется не только объективными трудностями (разнообразием природных условий, сложностью геологического и геоморфологического строения), но также и традиционным подходом к стратиграфическому расчленению плейстоцена.

В основу утвержденной МСК в 1962 г. рабочей корреляционной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Азии и Южного Казахстана положены представления о четырех крупных этапах (циклах) рельефообразования и седиментации, разработанные еще в 30—40-х годах Н. П. Васильковским и Ю. А. Скворцовым. Связанные с этими циклами отложения обычно выделяются в местных схемах в ранге комплексов — литостратиграфических единиц, соответствующих по объему основным подразделениям плейстоцена (Q_I , Q_{II} , Q_{III}) и голоцена (Q_{IV}) общей стратиграфической шкалы.

Принципиальный недостаток выделения таких комплексов заключается в том, что в каждом из них произвольно объединяются и принимаются практически одновозрастными определенный уровень рельефа и приуроченный к нему осадочный покров. В действительности же, как показали исследования последних лет, возрастные соотношения уровней рельефа и их покровов в конкретных случаях могут быть неодинаковыми и зачастую не соответствующими возрасту, обычно принимаемому для данных комплексов.

Выход из создавшегося положения следует искать в разработке местных схем на климатостратиграфических принципах. В настоящее время такая схема практически создана только для лёссовой формации Средней Азии. В ее основе лежит выявленная в разрезах ритмичная последовательность горизонта лёсса и погребенных почв, обусловленная ритмичностью и общей направленностью климатических изменений. В плейстоценовой лёссово-почвенной формации Средней Азии хорошо выражено 10 крупных региональных «уровней» почвообразования в ранге педокомплексов. Между 9 и 10 педокомплексами проходит инверсия Матуяма — Брюнес (0,7 млн. л.), а в основании 10 педокомплекса обычно фиксируется угловое несогласие, разделяющее плейстоценовые и зоплейстоценовые отложения. В плейстоцене стратотипически выделено и детально охарактеризовано 18 стратиграфических горизонтов лёсса и погребенных почв (Лазаренко и др. 1977, 1980). В схеме А. Е. Додонова и А. В. Пенькова (1977) намечено 20 стратиграфических горизонтов. И. Н. Степанов и У. К. Абдуназаров (1977) выделяют в плейстоценовой лёссово-почвенной зоне 12 горизонтов, включая современную почву, которые, однако, как показали дальнейшие исследования, относятся лишь к самой верхней части плейстоценового разреза (Лазаренко, Болиховская, Семенов, 1980).

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Каракумы. На западе Низменных Каракумов (севернее городов Казанджика и Кизыл-Арвата) скважинами вскрыты бакинские морские отложения, которые восточнее фациально замещаются палеонтологически «немыми» озерно-аллювиальными и аллювиально-морскими песчано-глинистыми отложениями нижней подсвиты (Нагинский, Амурский, 1958) каракумской свиты (Б. А. Федорович, 1934 г.) мощностью 100—250 м, связанными с деятельностью пра-Амударьи и ее притоков. Рассматриваемые отложения залегают на морском апшероне и акчагыле. Они перекрыты отложениями верхней подсвиты (Нагинский, Амурский, 1958) каракумской свиты, замещающимися ближе к Каспию морскими хазарскими отложениями.

На северо-восточной окраине Низменных Каракумов вблизи долины Амударьи под золовыми песками залегают ниже-среднеплейстоценовые отложения кызылкумской свиты мощностью 12—15 м, слагающие дельту пра-Зеравшана. Эта свита была выделена А. А. Яновым в 1950 г., определявшим ее возраст как поздний плиоцен — плейстоцен. Позднее верхнеплиоценовые отложения свиты вошли в состав ташакырской и садыварской свит. В оставшемся объеме (нижний — средний плейстоцен) кызылкумской свите соответствует саботлинская, выделенная в 1964 г. А. И. Смолко в долине пра-Зеравшана. Кызылкумская

свита сложена глинами и песками с прослоями рыхлых конгломератов. На юге Низменных Каракумов с ними сопоставляются вскрытые буровыми скважинами песчано-глинистые отложения дельт пра-Мургаба и пра-Теджена мощностью соответственно 92 и 60 м.

Ранне-среднеплейстоценовый возраст рассматриваемых образований определяется их залеганием между эоплейстоценовыми и верхнеплейстоценовыми отложениями, а также фаціальным замещением аллювия каракумской свиты (Геология СССР, т. 22, 1972).

На междуречьи Мургаба и Амударьи в Юго-Восточных Каракумах им соответствуют отложения древних дельт североафганских рек мощностью до нескольких десятков метров, выделенные А. А. Николаевым и Ю. В. Тимофеевым в черкезлинскую свиту, сложенную песками с прослоями глин. Последние подстилаются песками эоплейстоценовой елчи-лекской свиты, а в крутых частях дельт — фаціально замещаются отложениями каракумской свиты (Геология СССР, т. 22, 1972).

Устюрт. В окраинных западных и юго-западных частях Устюрта известны морские бакинские отложения с фауной моллюсков. В Кумсебшенской и Карашорской впадинах развиты озерные алевроиты, пески, галечники мощностью от 2 до 25 м, содержащие раковины *Didacna* ex gr. *parvula* Nal., *Dreissena* sp. (определения П. В. Федорова и А. Г. Эберзина). Предположительно раннеплейстоценовый возраст имеют пролювиальные конгломераты и песчано-гравийные отложения северо-восточного склона Карашорской впадины мощностью до 15 м (Геология СССР, т. 22, 1972). К нерасчлененным ниже-среднеплейстоценовым образованиям отнесены аллювиально-пролювиальные супеси с гравием и щебнем мощностью 10 м и более, залегающие в древних долинах, не имевших стока в позднем плейстоцене и голоцене, а также пролювиально-озерные пески с гравием и галькой высоких (отметки 80—120 м) террас некоторых бессточных впадин (Кырынжарык, Жазгурлы) (Клейнер, 1968).

Приаралье. К нижнему плейстоцену здесь относятся озерные существенно глинистые отложения нижней подсвиты лавакской свиты (Ю. В. Шумаков, 1960 г.; Бердыев, Шумаков, 1969), вскрытые скважинами в низовьях Амударьи, в эрозионных понижениях дочетвертичного рельефа. Они содержат бакинскую фауну остракод (заключение М. Н. Грамма).

Кызылкумы. В районе центральнокызылкумских возвышенностей предположительно нижнеплейстоценовые отложения были выделены в айтымский комплекс (Когай, Мамедов, 1960), представленный пролювиальными загипсированными конгломератами мощностью до 45 м, залегающими на неогеновых педиментах, окаймляющих эти поднятия. Позднее Э. Д. Мамедов (Виноградов, Мамедов, 1972) перевел рассматриваемые образования в ранг подгорного фаціального комплекса кызылкумской свиты мощностью 130—150 м, развитой по южной периферии возвышенностей.

Приташкентский район и Голодная степь. Здесь к нижнему плейстоцену принято относить отложения нанайского комплекса (Скворцов, 1949; Васильковский, 1951). Его стратотип приурочен к 800-метровой цокольной террасе р. Пскем у с. Нанай, сложенной конгломератами (260 м), перекрытыми лёссами (40 м). Исследования А. А. Лазаренко показали, что покров лёсса этой террасы мощностью до 15 м, отличающийся рыхлостью и отсутствием погребенных почв, имеет, видимо, возраст не древнее позднего плейстоцена. Сходный по характеру, маломощный (до 10 м) покров лёсса установлен и на других близлежащих (обычно скульптурных) фрагментах этого же высокого (1700—1850 м) террасовидного уровня, широко развитого в пределах Чарвакской котловины. Здесь же на абсолютных отметках 1200—1450 м распространены крупные останцы более низкой террасовидной поверхности с покровом мощной (70—90 м) лёссово-почвенной толщи, выделенной в качестве чарвакской серии (Лазаренко, Болиховская, Семенов,

1980), охватывающей плейстоцен (богустанская свита) и частично эоплейстоцен (бричмуллинская свита).

К нижнему плейстоцену относится нижняя часть богустанской свиты, представленная шестью стратиграфическими горизонтами, стратотипически выделенными и детально охарактеризованными в разрезах Чарвак и Хумсан (прил. VII).

К азадбаш-таваксайскому горизонту приурочена инверсия Матуяма — Брюнес, а в основании азадбашского горизонта, на границе с эоплейстоценом ясно выражено угловое несогласие. Определяющую роль в строении рассматриваемой части разреза играют горизонты почв, из которых морфологически наиболее хорошо выражены ярко-бурые 9 и 10 почвы, относящиеся, видимо, к лугово-красновато-коричневым и луговым разновидностям коричневых почв северной зоны субтропиков. В раннем плейстоцене (как и в эоплейстоцене) климат Приташкентского района был значительно влажнее современного.

В пределах равнинной территории рассматриваемого района к наинейскому комплексу условно отнесены аллювиально-пролювиальные образования, залегающие с размывом на древних, в том числе плиоценовых породах и перекрытых более молодыми, обычно среднеплейстоценовыми отложениями. В долине р. Бозсу близ Ташкента в сходных по стратиграфическому положению отложениях в 1943 г. был найден зуб *Elasmotherium sibiricum* Fisch. (определения О. И. Сергуньковой и Е. И. Беляевой).

Каршинская степь. В этом районе к нижнему плейстоцену условно отнесена азкамарская свита, выделенная в 1946 г. Г. Ф. Тетюхиным в Зиаэтдинских горах. Вблизи горного обрамления Каршинской впадины она представлена пролювиальными конгло-брекчиями с покровом уплотненных лёссов, залегающими с размывом и угловым несогласием на дочетвертичных породах. В предгорных прогибах, где мощность свиты достигает 270 м, она местами подстилается отложениями с фауной позднеплиоценовых остракод (Геология СССР, т. 23, 1972). В районе Бухарского оазиса азкамарской свите, видимо, соответствуют отложения древней дельты пра-Зеравшана (кызылсуйская свита), охарактеризованные фауной пресноводных остракод. В расположенной поблизости Зеравшанской котловине нижнеплейстоценовые отложения представлены мощными (сотни метров) аллювиальными галечниками и конгломератами, перекрытыми уплотненными лёссами (Геология СССР, т. 23, 1972).

Копетдаг. К нижнему плейстоцену здесь отнесены пролювиальные и аллювиальные отложения сакисябского комплекса (Лузгин, 1964), слагающие предгорные высокие расчлененные шлейфы и конусы выноса. Они представлены рыхлыми брекчиями, конгломератами, песчаниками, песками, песчано-суглинистыми отложениями мощностью от 10 до 50 м, залегающими обычно с размывом и угловым несогласием на верхнеплиоценовых и более древних породах.

Бадхыз и Карабиль. В пределах этих возвышенностей предположительно ранне-среднечетвертичный возраст имеет нижняя часть песчано-глинистых аллювиально-пролювиальных накоплений мощностью от 20 м (Бадхыз) до 90 м (Карабиль), развитых в древних (ныне часто бессточных) долинах (Геология СССР, т. 22, 1972). В долине р. Теджена к нижнему и среднему плейстоцену условно относятся аллювиальные конгломераты и гравелиты V и VI надпойменных террас мощностью 5—10 м, а в долине р. Мургаба — песчаный аллювий IV и нижней части III надпойменных террас. Ранне-среднеплейстоценовый возраст этих отложений подтверждается переслаиванием их дельтовых аналогов с песками каракумской свиты в Низменных Каракумах (Геология СССР, т. 22, 1972).

Памир. В этом районе к нижнему плейстоцену принято относить образования восточнопамирского комплекса, включающего морены полупокровного оледенения, носящего в северо-западной части Памира

наименование тупчакского (О. К. Чедия, В. А. Васильев, 1960 г.), и синхронные им отложения другого генезиса (О. К. Чедия, В. В. Лоскутов, 1965 г.; Васильев, 1966). Однако представления о раннеплейстоценовом возрасте морен полупокровного оледенения недостаточно аргументированны. Они основываются на стратиграфическом положении рассматриваемых ледниковых образований между отложениями кокбайского (поздний плиоцен, эоплейстоцен) и акджарского (средний плейстоцен) межледниковий. Среднеплейстоценовая датировка последних, основанная на палинологических данных (М. М. Пахомов, 1965 г.), весьма проблематична (Минина, Борисов, 1978). Широкое распространение и хорошая сохранность морен полупокровного оледенения указывает, скорее всего, на их более молодой (позднеплейстоценовый) возраст. В пользу такого вывода свидетельствуют материалы палеогляциологических реконструкций, проведенных на Восточном Памире И. М. Лебедевой (1976 г.), а также исследования Транспамирской экспедиции (Котляков, Кренке, Гросвальд, 1978). Ее участники пришли к выводу, что все следы оледенения, относимые А. К. Трофимовым, О. К. Чедия и В. А. Васильевым к раннему и среднему плейстоцену, включая оба стратотипа — морены плато Тупчак и урочища Ляхш, по степени сохранности и взаимоотношениям с современными ледниками могут принадлежать лишь эпохе позднеюрмского оледенения.

К раннему плейстоцену из ледниковых образований на Восточном Памире в настоящее время условно можно отнести валунную морену с видимой мощностью 10 м, вскрывающуюся в правобережном разрезе р. Мургаб в 3 км выше по течению от с. Мургаб. Здесь она перекрыта мелковалунно-галечными отложениями, имеющими, скорее всего, среднечетвертичный возраст. Эта морена, развитая вблизи Пшартского хребта, выделена в качестве пшартского горизонта (Минина, Борисов, 1978). В долинах Западного Памира к нижнему плейстоцену условно отнесены аллювиальные, флювиогляциальные (?) отложения высоких террас, достигающих в долине Пянджа высоты более 2000 м. По данным В. В. Скотаренко, они содержат спорово-пыльцевые спектры, характеризующие смену плиоценовых хвойных лесов травянистыми сообществами.

Тянь-Шань. Четвертичные отложения этой обширной высокогорной страны изучены весьма слабо. Наибольшим распространением здесь пользуются ледниковые образования. Однако единый подход к их изучению и стратиграфическому расчленению отсутствует. Как правило, расчленение морен ведется путем их сопоставления с террасами, возраст которых определяется обычно на основании высотного положения или путем еще более условных корреляций с удаленными разрезами впадин.

На Межведомственном совещании в г. Ташкенте в 1961 г. для Кыргызского Тянь-Шаня были приняты две близкие по содержанию местные схемы (по Юго-Западной и Северо-Восточной Кыргызии), предусматривающие выделение пяти комплексов, которые (за исключением современных терекского и токмакского комплексов) включают морены раннеплейстоценового баубашатинского, среднеплейстоценовых таласского и аксайского (или одного терекского) и позднеплейстоценового киргизского оледенений. Позднее Л. И. Турбин (1966) детализировал эти схемы, в основном за счет выделения межледниковых горизонтов.

По этой схеме, нижнеплейстоценовые образования Тянь-Шаня выделяются в чаткальский комплекс, к которому отнесены морены баубашатинского оледенения, аллювий высоких (более 200 м) цокольных террас и связанных с этими террасами отложения древних делювиально-пролювиальных шлейфов и конусов выноса. Баубашатинская (по Л. И. Турбину) морена в стратотипе (массив Баубашата на южном склоне Ферганского хребта) представлена брекчиями местных карбонатных пород. Многие исследователи отрицают ледниковое происхождение рассматриваемой толщи и считают ее обвальную. Нижнеплейсто-

ценовые ледниковые образования в горах Тянь-Шаня описывались А. А. Рейнгардом, В. Н. Огневым, В. В. Шумовым, В. В. Поповым, П. Г. Григоренко, Н. Н. Костенко, Н. П. Костенко, А. К. Трофимовым, О. К. Чедия и др. В целом же, они встречаются крайне редко и возраст их весьма проблематичен.

Иссык-Кульская впадина. К нижнему плейстоцену в этом районе относились глины с остатками *Cervus elaphus* L. (определения Е. И. Беляевой), залегающие ниже пласта конгломератов в основании разреза горы Тепке и выделенные К. В. Курдюковым (1962 г.) в тепкинские слои. Позднее возраст этих отложений на основании палеомагнитных данных и термолуминесцентных датировок был установлен как дочетвертичный (Алешинская и др., 1976; Куликов, Карпов, Власов, 1980). А. К. Трофимов (1976) выделяет нижнеплейстоценовые отложения в качестве бозбешикского горизонта. В стратотипическом разрезе, расположенном в горах Бозбешик на южном берегу оз. Иссык-Куль, эти образования представлены аллювиально-пролювиальными галечниками VI региональной террасы («галечниковое плато», по В. В. Шумову) мощностью 15—20 м, несогласно лежащими на породах неогена и вложенными в конгломераты шарпылдакской свиты. Спорново-пыльцевые спектры из этих отложений указывают на существование в горах еловых лесов с преобладанием *Picea schrenkiana*, а в прибрежной зоне — степных ландшафтов со значительным участием эфедры (Григина, 1979). В опорном разрезе плейстоцена Иссык-Кульской впадины на р. Джергалан (гора Тепке) галечникам VI террасы, по мнению А. К. Трофимова и О. М. Григиной, соответствует нижняя 18-метровая толща озерных песков, залегающих стратиграфически выше эоплейстоценовых обратно намагнитченных отложений (Алешинская и др., 1971; Куликов, Карпов, Власов, 1980). В низовьях р. Джергалан, по-видимому, в аналогичных озерных отложениях В. Г. Королевым и М. А. Талиповым были найдены остатки нижнеплейстоценового *Dicerorhinus* cf. *etruscus* (Falc.) (определения В. С. Бажанова и Б. С. Кожамкуловой) (Геология СССР, т. 25, 1972).

В Кокмойнокской впадине, расположенной западнее оз. Иссык-Куль, на склонах долины р. Чу обнажается террасированная толща светлых озерных слоистых суглинков, залегающая с разрывом на неогеновых и более древних породах. По представлениям К. В. Курдюкова и Л. И. Турбина, эта толща является разновозрастной. Ее нижняя часть, вскрывающаяся в разрезах низких (менее 60 м) террас, имеет среднеплейстоценовый возраст и вложена в нижнеплейстоценовые озерные суглинки. По мнению О. К. Чедия, А. К. Трофимова, Н. Ф. Удалова, нижние террасы характеризуются цокольным строением и вырезаны в единой озерной толще среднеплейстоценового (Чедия, Трофимов, Удалов, 1973) или ранне-среднеплейстоценового возраста (Григина, 1979).

Палеофаунистические данные подтверждают первую точку зрения. Из озерных отложений высоких террас известны остатки нижнеплейстоценовых *Megaloceros?* sp. (определения К. К. Флерова) (Курдюков, 1962) и *Archidiskodon* cf. *trogotherii* (Pohl.) (-wüsti M. Pavlova), (определения Б. С. Кожамкуловой) (Чедия, Трофимов, Удалов, 1973), а в 60-метровой террасе были найдены остатки *Bison priscus longicornis* V. Gromova (определения С. А. Тарасова) — представителя хазарского фаунистического комплекса (Удалов, 1969). А. К. Трофимов и О. М. Григина (1979 г.) выделили в кокмойнокской толще пять пачек, из которых четыре нижние, по палинологическим данным, сопоставляются с нижнеплейстоценовым бозбешикским горизонтом и тремя горизонтами (ширгайским, тонским, какпакским) среднего плейстоцена Иссык-Кульской впадины.

Чуйская впадина. П. Г. Григоренко (1970 г.) выделил нижнеплейстоценовые отложения Чуйской впадины в чолпонатинский комплекс. В стратотипическом разрезе у с. Чолпоната (северное Прииссыкулье)

рассматриваемые конгло-брекчии с прослоями песков и суглинков мощностью более 20 м, согласно залегающие на палеовой свите верхнего неогена, были описаны впервые в 30-х годах В. В. Шумовым как древнечетвертичная морена. Исследования проведенные А. К. Трофимовым и другими в 1976 г. показали, что эта толща является стратиграфическим аналогом шарпылдакской свиты, вследствие чего колпонатинский комплекс в Чуйской впадине был переименован в кызылсуйский, а затем в талдыбулакский горизонт (Трофимов, 1976).

В стратотипическом разрезе в верховьях р. Талдыбулак рассматриваемый горизонт мощностью 29,5 м, представлен грубообломочными аллювиально-пролювиальными отложениями, залегающими с размывом и угловым несогласием на породах неогена и перекрытыми лёссовидными суглинками с тремя погребенными почвами.

Таджикская депрессия. К нижнему плейстоцену в лёссово-почвенных разрезах относится нижняя часть утоганской свиты, представленная шестью стратиграфическими горизонтами (см. прил. VII). Общая мощность нижнего плейстоцена в стратотипе Чашманигар 15 м, в других разрезах она составляет от 10,5 м (Карамайдан) до 78 м (скв. 4Р в Яванской долине).

По своему характеру рассматриваемые горизонты, особенно почвенные, сходны с таковыми в разрезах Приташкентского района и имеют аналогичную магнитостратиграфическую характеристику. Так, уровень инверсии Матуяма — Брюнес проходит в лёссе между 9 и 10-й почвами, а в подошве последней часто отмечается региональное угловое несогласие. Вместе с тем, в таджикских разрезах, по сравнению с приташкентскими, горизонты лёсса характеризуются большей мощностью и однородностью, а почвы — более заметным красноватым оттенком, хотя они относятся к тому же типу красновато-коричневых субтропических почв и их луговых разновидностей, но сформировавшихся в более теплых климатических условиях (ввиду их более южного географического положения).

Раннеплейстоценовый возраст нижней части утоганской свиты обоснован ее залеганием на эоплейстоценовой чашманигарской свите, а также палеомагнитными данными и термолюминесцентными датировками в диапазоне от 320 до 700 тыс. лет (Лазаренко, Пахомов, Пеньков, 1977).

Отложения нижнего плейстоцена, видимо, широко распространены и в других типах разрезов Таджикской депрессии, относимых к кулябскому комплексу (свите). Они представлены обычно дислоцированными бурными алевритами (с примесью песка и щебня) пролювиального облика, нередко замещааемыми по простиранию и в разрезе серыми аллювиальными песками. Раннеплейстоценовый возраст имеет, скорее всего, самая верхняя часть кулябского комплекса, что, однако, геохронологически не обосновано. Исключения составляют лишь немногие разрезы (например, Лахути и Каракчи), для которых получены палеомагнитные, термолюминесцентные и спорово-пыльцевые данные (Лазаренко, Пахомов, Пеньков, 1977; Никонов, Ершова, 1978). Н. П. Костенко (1958) к нижнему плейстоцену относит «каменные» водораздельные лёссы (в бассейне р. Иляк), выделенные ею в вахшский комплекс.

Климатические условия в раннем плейстоцене в Таджикской депрессии остались близкими к эоплейстоценовым (Лазаренко, Пахомов, Пеньков, 1977). Однако ритмика климатических колебаний стала контрастнее. Во время климатических оптимумов лёссонакопление регионально затухало, и на предгорных лёссовых равнинах того времени формировались полноразвитые ярко-бурые и красновато-бурые почвы зонального типа.

Ферганская впадина. Образование нижнего плейстоцена распространены преимущественно в зоне низких предгорий и адыров. К ним относятся аллювиальные, пролювиальные, как правило, дислоцированные отложения древних предгорных шлейфов. В центральной Фергане

они представлены глинами с прослоями рыхлых песчаников и песков мощностью до 900 (?) м, а в зоне предгорий и адыров — конгломератами, плотными лёссовидными суглинками, песками и песчаниками мощностью, редко превышающей 100 м (Мавлянов, Нурманов, 1972). Нижнеплейстоценовые отложения обычно несогласно залегают на древних породах и лишь там, где они подстилаются плиоценовыми образованиями, несогласие в их подошве выражено слабо или полностью отсутствует.

В южной Фергане нижнеплейстоценовые отложения были выделены впервые в 1935—1936 гг. Н. П. Васильковским в качестве сохской свиты, которая сопоставлялась им в Северо-Западной Фергане со свитой Д, а также нижележащими свитами С₁ и С₂. Последние, как показали дальнейшие исследования, имеют дочетвертичный возраст (Несмеянов, 1964). Вследствие возникших разногласий в понимании объема сохской свиты на Межведомственном совещании по итогам изучения четвертичного периода (1961 г.) было предложено оставить для нижнеплейстоценовых отложений Ферганы название «нанайский комплекс».

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Каракумы. В Центральных Каракумах к среднему плейстоцену относятся песчаные аллювиальные и аллювиально-озерные отложения пра-Амударьи, образующие верхнюю подсвиту каракумской свиты. В Прибалханском районе в верхах свиты найдены остатки *Hesperoloxodon turkmenicus* Дуброво, относящиеся ко второй половине среднего плейстоцена (П. В. Федоров, 1946, 1959 гг.; И. А. Дуброво, 1955 г.). На юге Центральных и Юго-Восточных Каракумах, по-видимому, синхронными образованиями являются отложения верхних частей крупных аллювиально-дельтовых комплексов рек пра-Теджена, пра-Мургаба, пра-Зеравшана (кызылкумская свита), североафганских рек (черкезлинская свита), имеющих ранне-среднечетвертичный возраст.

Устюрт. У подножия западных чинков Устюрта развиты морские нижнехазарские отложения. К нерасчлененным образованиям средне-позднеплейстоценового возраста отнесены озерно-пролювиальные отложения среднего комплекса террас бессточных впадин Кырынжарык и Жазгурлы, представленные конгломератами, песчаниками, загипсованными глинами, мощностью от первых метров до первых десятков метров (Клейнер, 1968), а также пролювиальные гравийные пески, супеси, суглинки мощностью до 15 м, распространенные у подножия склонов Кумсебшенской и Карашорской впадин (Геология СССР, т. 22, 1972). Последние залегают на нижнеплейстоценовых озерных отложениях и перекрывают голоценовым пролювием.

Приаралье. Средним плейстоценом здесь датированы глинистые озерные отложения верхней подсвиты лавакской свиты (Ю. В. Шумаков, 1960 г.; Бердыев, Шумаков, 1969), локально развитые в депрессиях погребенного дочетвертичного рельефа и содержащие фауну остракод бакинско-хазарского возраста.

Кызылкумы. В этом районе к среднему плейстоцену условно относятся делювиально-пролювиальные отложения каракольской свиты (Когай, Мамедов, 1960), слагающие у подножия возвышенностей шлейфы. Привязанные к более низким (по сравнению с нижнеплейстоценовыми) базисам аккумуляции. В их составе преобладают щебнистые пески, супеси, брекчии мощностью до 15 м. В бессточных впадинах Центральных Кызылкумов эти образования, представленные загипсованными конгломератами и песчаниками мощностью до 5 м, участвуют в строении покрова вторых (30—40 м) цокольных террас. На поверхности таких террас обнаружены остатки мустьерских стоянок открытого типа (Виноградов, Мамедов, 1972).

Голодная степь и Приташкентский район. К среднему плейстоцену здесь традиционно относятся отложения ташкентского комплекса, выделенного в 30—40-х годах Н. П. Васильковским и Ю. А. Скворцовым.

В настоящее время термин «ташкентский комплекс» используется практически как местный синоним среднего плейстоцена вообще. В литологическом отношении отложения комплекса представлены лёссами, аллювиальными галечниками и песками, делювиально-пролювиальными образованиями мелкоземисто-щебнистого состава. В предгорьях, где ташкентский комплекс особенно широко развит, ему соответствуют в рельефе обычно IV и V региональные террасы (Когай и др., 1972). Это дало основание некоторым исследователям (С. А. Несмеянов, 1977 г. и др.) разделить ташкентский комплекс на два подкомплекса — ранне- и поздне-ташкентский, из которых первый охарактеризован находками ашельской культуры, а второй — ашель-мустьерской (Ранов, Несмеянов, 1973). В горных районах ташкентские региональные террасы расчленяются на ряд дополнительных уровней высотой 200—300 м. Наибольшей мощности (200 м) отложения ташкентского комплекса достигают в осевых частях Приташкентской впадины и Голодной Степи.

В последние годы в Приташкентском районе детально изучены и геохронологически обоснованы лёссово-почвенные образования среднего плейстоцена, слагающие среднюю часть богустанской свиты. В стратотипических разрезах Чарвак и Хумсан в Чарвакской котловине выделено 6 стратиграфических горизонтов среднего плейстоцена (Лазаренко и др. 1980; прил. VII).

Среднеплейстоценовый возраст отложений определяется условиями их залегания на нижнеплейстоценовых образованиях (нижней части богустанской свиты), а также палеомагнитными, термолюминесцентными (ТЛ) датировками и корреляцией с разрезами Таджикской впадины. В рассматриваемой части разреза богустанской свиты, относящейся к зоне Брюнеса, установлены два палеомагнитных эпизода, идентифицированных как Чаган (около 250 тыс. лет), зафиксированный в основании 6-й почвы, и Блейк (двойной, около 120 тыс. лет), приуроченной к верхней части 4-й и нижней части 3-й почвы. Приведенные геохронологические данные не исключают также положение границы между средним и верхним плейстоценом не под 3-й почвой, а под 4-й.

По своему характеру 7—4-я почвы богустанской свиты относятся к красновато-коричневым, коричневым, типичным и выщелоченным, характеризующим весьма теплые и переменновлажные климатические условия, близкие к современной северной зоне субтропиков. С удалением от гор тип почв приобретает черты значительной аридности, как это хорошо видно в известном разрезе у г. Пскент (А. А. Лазаренко, В. Н. Шелкопляс, 1973 г.; Лазаренко и др., 1980). В этом разрезе, считающимся типичным для ташкентского комплекса, к среднему плейстоцену в действительности относится не вся, а лишь нижняя часть лёссовой толщи (на глубине от 22 до 40 м) с тремя погребенными почвами и подстилающий ее аллювий. Среднеплейстоценовый возраст этих отложений обосновывается ТЛ-датировками от 150 до 125 тыс. лет, а также их залеганием под 3-й почвой с расположенным под ним палеомагнитным эпизодом Блейк (?).

Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие средний плейстоцен по разрезам Чарвак и Пскент (М. П. Гричук, А. А. Лазаренко, 1970 г.; Лазаренко и др., 1980), имеют смешанный состав с преобладанием (до 80 %) пыльцы древесных пород, представленных березой, сосной с примесью ольхи, ели, режы лещины, дуба, а также пихты, бука, граба и др. Приведенные данные свидетельствуют о наличии лесного пояса в горах и о значительно большем увлажнении климата среднего плейстоцена по сравнению с современным.

Каршинская степь. В этом районе, а также в предгорьях и депрессиях Западного Гиссаро-Алая к среднему плейстоцену условно относят аллювиальные и пролювиальные отложения, слагающие в основном

две региональные террасы и коррелятные им конусы выноса с мощным (40—60 м и более) покровом лёсса. В бассейнах рек Кашкадарья и Зеравшана эти террасы получили название карнабской и шоркудукской (Г. Ф. Тетюхин, 1966 г.). В наиболее прогнутых частях впадин мощность рассматриваемых отложений достигает 250 м (Тетюхин, 1978).

Копетдаг. Среднеплейстоценовые образования выделены здесь Б. К. Лузгиным (1964) в яблоновский комплекс, представленный отложениями аллювиального и пролювиального типа. Аллювиальные песчано-глинистые и гравийно-галечниковые отложения слагают покров высоких цокольных террас, развитых гипсометрически ниже раннеплейстоценовых уровней. На юго-западе района они коррелируются с песками Мешедской дельты пра-Артека, перекрытыми хвалынскими отложениями. Б. К. Лузгин яблоновский комплекс подразделяет на два подкомплекса — ранний и поздний, которым соответствуют V и IV региональные террасы. В центральном Копетдаге в районе родника Томчису в галечниках V террасы обнаружены орудия ашель-мустьерской культуры (Б. К. Лузгин, В. А. Ранов, 1966 г.). Пролувиальные щебнисто-галечные отложения мощностью до 160 м (данные бурения) слагают генерацию конусов выноса, прислоненных к предгорной раннеплейстоценовой равнине и отделенных уступами от поверхности верхнеплейстоценовых шлейфов.

В районе гор Елли-Кая и Тагерев в центральном Копетдаге Э. Д. Палиенко (1961 г.) были описаны плохо сохранившиеся морены, предположительно отнесенные им к эпохе максимального среднеплейстоценового оледенения. Возможно, близкий возраст имеют скопления ледниковых валунов и глыб, установленные Е. И. Селивановым (1981 г.) у подножия и на северном склоне Большого Балхана и отнесенные им к минделю.

Памир. Среднеплейстоценовые образования выделяются здесь в составе мургабского комплекса (О. К. Чедия, В. В. Лоскутов, 1965 г.). К низам его обычно относят отложения акджарского межледниковья, опорный разрез которых находится в долине р. Аличур у с. Акджар. Как уже отмечалось выше, датировка этих отложений средним плейстоценом, основанная лишь на палинологических данных, представляется недостаточно аргументированной (Минина, Борисов, 1978). В пределах рассматриваемой территории пока неизвестны достоверно установленные межледниковые отложения среднего плейстоцена. Из ледниковых образований в настоящее время большинство исследователей (В. А. Васильев, В. В. Лоскутов, А. К. Трофимов, О. К. Чедия, Л. Ф. Сидоров и др.) относит к мургабскому комплексу морены постмаксимального, преимущественно горно-долинного оледенения, отличающиеся в целом хорошей сохранностью ледникового рельефа и широким развитием. Это холмистые морены «чукуры» Алайской долины с отчетливо выраженными стадийными грядами, сходные по морфологии морены Восточного Памира и наиболее распространенная в долинах Западного Памира — «пепельно-серая» морена (Никонов, Пахомов, 1976). Д. В. Наливкин, Н. Л. Корженевский, В. П. Ренгартен, К. К. Марков, Н. Н. Дингельштедт, чьи представления мы разделяем, эти же морены, учитывая «свежесть» их рельефа и взаимоотношение с современными ледниками, относили к вьюрму. Аналогичной точки зрения придерживаются Р. Д. Забиров, А. А. Величко и И. М. Лебедева, В. М. Котляков, А. Н. Кренке, М. Г. Гросвальд и др.

Среднеплейстоценовые морены рассматриваемой территории, как и в других горных странах, сохранились фрагментарно и существенно переработаны денудационными процессами. В некоторых районах Восточного Памира имеются следы двух среднеплейстоценовых оледенений. К древнейшему из них относится, вероятно, основная морена, сохранившаяся на днищах долин Мургаба и Аксу между устьем р. Акджилги и с. Мургаб. Местами в ней выработаны более низкие эрозионные террасы. Рельеф поверхности морены ребристый и сетчато-ячеи-

стый (Минина, Борисов, 1978). Морена сложена в основном мелковалунно-галечниковым материалом видимой мощностью до 40 м. Ранее большинство исследователей считало эти отложения среднечетвертичным аллювием. В. П. Ренгартен трактовал их как флювиогляциальные образования, а Д. В. Наливкин — как перемытые древние морены. Однако характерный ребристый и сетчато-ячеистый рельеф, развитый на рассматриваемых отложениях и свойственный основным моренам, формирующимся в процессе движения льда по внутренним сколам (Лаврушин, 1976), а также особенности их пространственного размещения в долинах, типичные для краевых ледниковых образований, свидетельствуют о ледниковом происхождении этих отложений. Описанная выше морена, представленная в долине р. Мургаб между с. Мургаб и устьем р. Южный Акбайтал, выделяется в качестве южноакбайтальского горизонта, условно датированного временем первого среднечетвертичного оледенения на основании ее стратиграфического положения (Минина, Борисов, 1978). В районе с. Мургаб южноакбайтальская морена залегает на нижнеплейстоценовой (?) морене пшартского горизонта, а в долине р. Аксу, в районе устья р. Акджилги на нее налагает комплекс денудированных береговых морен второго среднечетвертичного оледенения, в который в районе низовий рек Сулистык и Курустык вложен верхнеплейстоценовый конечноморенный комплекс со свежим холмисто-грядовым рельефом.

Следы второго среднечетвертичного оледенения наиболее полно сохранились в верхнем и среднем течении р. Аксу, где они представлены береговыми моренами, развитыми на высоте от 20 до 180 м над рекой, и основной мореной с нечетко выраженным микроребристым рельефом. Сложена она в разрезах правых притоков р. Аксу (ниже с. Тохтамыш) валунными суглинками и супесями видимой мощностью до 15 м.

В Аличурской долине, в опорном разрезе Акджар среднеплейстоценовый возраст имеют, вероятно, два горизонта моренных галечно-валунных суглинков мощностью 8 и 15 м, разделенных 8-метровой пачкой аллювиальных (?) галечников, залегающих в нижней части разреза и перекрытых отложениями акджарского межледниковья. По мнению большинства исследователей — В. А. Васильева, В. В. Лоскутова, А. К. Трофимова, О. К. Чедия, М. М. Пахомова, А. А. Никонова и др., эти морены относятся к нижнему плейстоцену. В Алайской долине морены второго среднечетвертичного оледенения наиболее полно представлены в ее восточной части, в районе пер. Таунмурун (3536 м). Западнее устья р. Кызыларт они в основном погребены под верхнеплейстоценовыми и голоценовыми отложениями и фрагментарно наблюдаются лишь в предгорьях Алайского и Заалайского хребтов.

Морены второго среднеплейстоценового оледенения выделяются в качестве аксуйского горизонта (Минина, Борисов, 1978), названного по долине Аксу, где они лучше сохранились и имеют четкое стратиграфическое положение. В ряде районов Памира ледниковые отложения среднего плейстоцена дробнее не расчленяются. Они обычно представлены скоплениями эратического галечно-валунного материала, особенно многочисленными в северной части Каракульской впадины, где залегают выше береговых морен позднего плейстоцена, поднимаясь по склонам до абс. отметки 4920 м. Нерасчлененные ледниковые отложения среднего плейстоцена выделяются в мургабский надгоризонт (Минина, Борисов, 1978).

Анализ распространения рассматриваемых отложений подтверждает представления Д. В. Наливкина, Н. Л. Корженевского, В. П. Ренгартена, Н. Н. Дингельштедта и других исследователей о значительных размерах среднеплейстоценовых оледенений, имевших на Восточном Памире полупокровный характер. Крупные впадины этого региона (Каракульская, Ранкульская, Зоркульская и др.) представляли собой

ледоемы, разгрузка которых происходила как в западном, так и северном направлении через перевалы Заалайского хребта.

Тянь-Шань. В горах Тянь-Шаня отложения среднего плейстоцена представлены двумя комплексами — онарчинским и афлатунским (Турбин и др., 1966). К онарчинскому комплексу относятся пролювиальные и аллювиальные отложения террас высотой 150—200 м и морены аксайского горно-долинного оледенения. На наиболее низких абсолютных отметках (1500—1600 м) они зафиксированы в северной Фергане и южных отрогах Тянь-Шаня. Афлатунский комплекс включает пролювиальные и аллювиальные отложения террас высотой 100—200 м и морены таласского оледенения, отложенные долинными ледниками, спускавшимися до высоты 1800 м (северный склон Киргизского хребта). В трогах эти морены вложены в денудированные аксайские морены.

Некоторые исследователи связывают морены аксайского и таласского оледенений с двумя стадиями одного оледенения — пальдоракского (Н. П. Костенко, А. А. Чистяков, 1962 г.), матчинского (А. К. Трофимов, 1968 г.), каракольского (Алешинская и др., 1971). Две фазы похолодания климата в среднем плейстоцене устанавливаются по палинологическим данным в разрезах Чуйской и Иссык-Кульской впадин (Григина, 1979). Многие исследователи (В. В. Шумов, С. С. Шульц, С. В. Эпштейн, К. В. Курдюков, В. В. Попов, П. Г. Григоренко, О. К. Чедия, Ш. Качаганов и др.) выделяют в среднем плейстоцене одно оледенение, без разделения его на стадии.

Иссык-Кульская впадина. К среднему плейстоцену здесь относятся отложения джергаланского комплекса (свиты) (Курдюков, 1962). Одни исследователи (Алешинская и др., 1971) верхнюю границу комплекса поднимают в поздний плейстоцен, а другие (А. К. Трофимов, О. М. Григина, 1978 г.) опускают в нижнюю его границу в ранний плейстоцен. Неодинаково понимается объем комплекса и в стратотипическом разрезе на р. Джергалан (гора Тепке).

Большинство исследователей вслед за Е. И. Беляевой и К. В. Курдюковым (1963), относят к джергаланскому комплексу все отложения, залегающие стратиграфически выше красновато-бурых глин. По литолого-фациальным признакам они разделяются на две толщи (Алешинская и др., 1971). Нижняя существенно песчаная озерная толща мощностью около 27 м отражает трансгрессивную фазу развития оз. Иссык-Куль, верхняя толща мощностью 16 м, состоящая из трех пачек (нижней — песчано-гравелитосто-галечной аллювиальной, средней — суглинисто-песчаной озерной, верхней — суглинисто-галечной аллювиальной, аллювиально-делювиальной), отражает регрессивную фазу.

Из отложений разреза горы Тепке известны остатки млекопитающих: *Equus caballus* L., *E. hemionus* Pall., *Cervus* sp., *Mammuthus* sp., *Camelus* sp. Вероятно, из той же толщи вымыты и переотложены остатки *Bison priscus longicornis* W. G r o t o v a и *Mammuthus trogontherii* (-*chosaricus*.), обнаруженные в других террасовых обнажениях р. Джергалан. По заключению Е. И. Беляевой (Беляева, Курдюков, 1963), данный комплекс ископаемых позвоночных сопоставляется с хазарским фаунистическим комплексом.

А. К. Трофимов и О. М. Григина (1979) выделяют в среднем плейстоцене Иссык-Кульской впадины четыре стратиграфических горизонта — ширгайский, тонский, какпакский, барбулакский. В разрезе горы Тепке к ширгайскому горизонту относится пачка пестроцветных глинистых лагунных отложений верхней части озерной трансгрессивной толщи (Алешинская и др., 1971), а к остальным трем горизонтам — три пачки регрессивной озерной толщи. Наиболее «теплым», по палинологическим данным, является ширгайский горизонт, соответствующий первому среднеплейстоценовому межледниковью (Григина, 1979). В это время на склонах окружающих впадину гор произрастали смешанные леса с большим участием широколиственных пород. Тонский и барбулакский горизонты, характеризующиеся преобладанием пыльцы травя-

нистых растений (преимущественно ксерофитов), сопоставляются с двумя фазами среднеплейстоценового оледенения, разделенного какпакским межфазиалом, когда снова на склонах гор произрастали леса с участием широколиственных пород (Григина, 1979). В течение среднего плейстоцена на берегах оз. Иссык-Куль сформировались две региональные террасы высотой 130 и 150 м (Трофимов, 1976).

Чуйская впадина. Среднеплейстоценовые образования здесь ранее выделялись в составе джержаланского комплекса (Григоренко, 1970). Позднее А. К. Трофимов (1976) отнес их к кокмойнокскому комплексу, который был разделен на три подкомплекса: нижний — раннеплейстоценовый, средний и верхний — среднеплейстоценовые. Среднему комплексу соответствуют отложения V надпойменной террасы. Ее опорный разрез описан О. М. Григиной в 1979 г. в низовье р. Кегеты. Она имеет неогеновый цоколь и высоту 200—250 м. На цоколе залегают галечники мощностью 25 м, перекрытые 20-метровой толщей палевых суглинков. К верхнему подкомплексу отнесены отложения IV надпойменной террасы. В опорном разрезе на р. Кегеты (в 5 км ниже устья р. Кольтор) выше плиоценового цоколя террасы обнажаются валунно-галечниковые отложения мощностью 20 м, 8-метровая пачка суглинков с прослоями песчаников и галечников и верхняя 8-метровая пачка палевых суглинков. В среднем и верхнем подкомплексах О. М. Григиной было выделено четыре стратиграфических горизонта (снизу вверх): ширгайский, бергенский, какпакский, кегетинский.

Ширгайский горизонт, выделенный в Кокмойнокской впадине по палинологическим данным (преобладание в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы древесных термофильных пород), сопоставляется по времени с первым среднеплейстоценовым межледниковьем. В Чуйской впадине к этому горизонту, возможно, относятся галечники V террасы, содержащие в опорном разрезе пыльцу разнообразных древесных, кустарниковых пород и разнотравья. Бергенский горизонт, видимо, отвечающий ранней (основной) стадии среднеплейстоценового оледенения, представлен в опорном разрезе V (бергенской) террасы толщей палевых суглинков со степными и полупустынными спорово-пыльцевыми спектрами. Какпакский горизонт, выделенный по спорово-пыльцевым данным в Кокмойнокской впадине, сопоставляется с межстадиальным среднеплейстоценовым оледенением. В Чуйской впадине в опорном разрезе IV (кегетинской) террасы к нему относится 8-метровая пачка суглинков с прослоями песков и галечников. Во время накопления этих отложений в зоне предгорий существовали лесные группировки из лиственных термофильных пород. Кегетинский горизонт в опорном разрезе IV региональной террасы на р. Кегеты представлен покровными лёссовидными суглинками мощностью около 8 м, образовавшимися в заключительную стадию среднеплейстоценового оледенения. По палинологическим данным, в это время происходило расширение ареала ксерофитных степных и полупустынных сообществ и деградация бореальной хвойно-мелколиственной дендрофлоры.

Таджикская депрессия. Средний плейстоцен в этом районе обычно отождествляется с илякским комплексом (Костенко, 1958), с которым в долинах геоморфологически связываются две (иногда три) региональные террасовидные поверхности относительной высотой в первые сотни метров. Верхняя из них — скульптурная, а нижняя (основная) — аккумулятивная. К ней часто приурочен покров лёсса мощностью до нескольких десятков метров, обычно залегающий на коренных породах. Нередко в основании лёссовой толщи обнаруживается базальный слой делювиального щебня, ошибочно принимаемый рядом исследователей за русловую аллювий (а вышележащий лёсс — за его пойменную фацию). В центральной и других частях депрессии, где лёссовый покров часто отсутствует, к илякскому комплексу относят разнофациальные (пролювиальные, аллювиальные, делювиальные и др.) толщи, сложенные галечниками, щебнем, песками, суглинками и глинами.

В последнее время в Таджикской депрессии отложения среднего плейстоцена достоверно установлены и геохронологически обоснованы в серии разрезов лёссово-почвенной толщи, где они слагают среднюю часть утоганской свиты (Лазаренко и др., 1977) (см. рис. 5). В стратотипических разрезах Каратау I, Чашманигар выделено и детально охарактеризовано шесть стратиграфических горизонтов (см. прил. VII). А. Е. Додонов (1977) в этих же разрезах намечает в среднем плейстоцене два лёссовых и два почвенных (7-й и 6-й ПК) горизонта.

Почвенные горизонты представлены обычно педокомплексами, состоящими из двух-трех почв. Основу педокомплекса составляет полно-развитая почва наиболее темной (ярко-бурой или красновато-бурой) окраски, соответствующая климатическому оптимуму — относительно плювиалу. Важнейшими геохронологическими реперами среднего плейстоцена являются четыре палеомагнитных эпизода: Блейк (двойной, между 3-м и 4-м ПК, с термолюминесцентными датировками около 120 тыс. лет), Каратау (бывший безымянный, под 4-м ПК с термолюминесцентным возрастом около 170 тыс. лет), Чаган (двойной, в нижней части 6 ПК, с термолюминесцентными датировками около 250 тыс. лет) и Кайрубак (бывший Уреки (?), двойной, в 7 ПК, с термолюминесцентным возрастом 320—380 тыс. лет) (Лазаренко и др., 1977). Большое стратиграфическое значение имеет также серия палеолитических находок, приуроченных к 6, 5, 4 педокомплексам разрезов Каратау, Лахути, Кайрубак, охарактеризованных термолюминесцентными датировками в интервале от 250 до 130 тыс. лет и относящихся, по заключению В. А. Ранова, к древней галечной (каратауской) культуре, предшествовавшей мустье.

В среднем плейстоцене скорость лёссонакопления возросла в четыре раза по сравнению с ранним плейстоценом, что, видимо, было связано со значительными глобальными изменениями климата, вызвавшими развитие обширного материкового оледенения в более высоких широтах и в горах.

О климатических условиях среднего плейстоцена в Таджикской депрессии можно судить по немногочисленным палеонтологическим и, главным образом, по литолого-почвенным данным (Лазаренко и др., 1977). Особенно показательны ярко-бурые и красновато-бурые полно-развитые почвы климатических оптимумов, лежащие в основании педокомплексов, близкие к почвам коричневого ряда (красновато-коричневым и их луговым разновидностям — 7, 6, 5 ПК; а также коричневым типичным и выщелоченным — 4, 3 ПК). Они формировались, видимо, на предгорных лёссовых равнинах в теплых субтропических условиях, со значительным сезонным увлажнением. С удалением от гор субгумидный климат сменялся аридным, о чем свидетельствует комплексный сравнительный анализ разрезов краевых и центральной частей Таджикской депрессии. Горизонты лёсса, по литолого-почвенным, геохимическим и палеонтологическим данным, накапливались в довольно аридной и семиаридной обстановке. Нарастание признаков аридности выявляется не только при переходе от педокомплексов к вышележащим горизонтам лёсса, но и в пределах самих лёссовых горизонтов — снизу вверх по разрезу, что подтверждается увеличением содержания карбонатов, гипса, легкорастворимых солей, плотных капсул личинок насекомых, предохраняющих от высыхания и др.

Лёссовые предгорья Таджикской впадины в среднем плейстоцене (особенно в плювиальные эпохи) были благоприятными для обитания древнейшего человека (каратауская галечная культура), который широко расселился здесь, начиная примерно с 250 до 150 тыс. лет назад.

Ферганская впадина. К среднему плейстоцену здесь традиционно относится ташкентский комплекс полифациальных (пролювиальных аллювиальных и др.) отложений, представленных галечниками, песками, лёссами, глинами, мощностью до 300 м в центральных частях впадины (Мавлянов, Нурматов, 1972). В рельефе ему обычно соответствуют V

и IV надпойменные террасы (Жогай и др., 1972), в связи с чем некоторые исследователи (С. А. Несмеянов, 1977 г.) подразделяют его на два подкомплекса. В адырах северо-западной Ферганы рассматриваемые отложения выделялись Н. П. Васильковским, как свита Е, в Восточной и юго-восточной Фергане А. П. Рейнгардом, как образования «вторых террас», увязанных с максимальным оледенением Алайского хребта, в южной и юго-западной Фергане, как коштегирманская свита (по В. А. Гейнцу) и как образования «кувинской террасы» (по О. А. Рыжкову).

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Каракумы. К верхнему плейстоцену относятся морские хвалыньские и дельтовые отложения Теджена, Мургаба и североафганских рек. Река Амударья, накопившая мощную толщу аллювия в Центральных Каракумах, повернула, видимо, еще в конце среднего плейстоцена на север в сторону Аральской впадины (П. В. Федоров, 1946 г., 1957).

Песчано-глинистые дельтовые отложения рек Мургаба и Теджена мощностью 20—50 м развиты на юге Центральных Каракумов. Возраст их определяется на основании стратиграфического положения между ниже-среднеплейстоценовой каракумской свитой и голоценовым аллювием (Геология СССР, т. 22, 1972). Супесчано-суглинистые дельтовые отложения североафганских рек мощностью до 30 м, слагающие Обручевскую степь на юго-востоке Каракумов, выделены в обручевскую свиту (В. Л. Дубровкин, 1949 г.), возраст которой устанавливается по ее залеганию на ниже-среднеплейстоценовых каракумской и черкезлинской свитах.

Устюрт. К континентальным образованиям верхнего плейстоцена здесь условно отнесены в основном песчаные озерно-пролювиальные отложения низких (абс. отметки 20—40 м) террас бессточных впадин Кырынжарык и Жазгурлы (Клейнер, 1968), пролювиальные галечно-щебнистые, супесчано-суглинистые накопления мощностью до 10 м, развитые у подножия склонов возвышенностей и бессточных впадин (Геология СССР, т. 22, 1972). Во время позднихвалыньской трансгрессии, вероятно сформировались покровные загипсованные суглинки и супеси мощностью 0,2—0,8 м с мерзлотными деформациями, замещающиеся в речных и овражных долинах аллювиально-пролювиальными песками (И. Н. Степанов, 1980 г.).

Приаралье. В позднем плейстоцене повернувшая на север Амударья сформировала две дельты — акчадарьинскую и присарыкамышскую. Более древняя раннехвалыньская акчадарьинская дельта мощностью 20—25 м состоит из двух дельт — северной и южной. Северная дельта, расположенная восточнее возвышенности Бельтау, сложена суглинками и песками, перекрытыми на юго-восточном побережье Аральского моря морскими отложениями с *Cardium edule* L. Южная — преимущественно песчаная дельта, соединяющаяся с северной акчадарьинским коридором, развита у юго-восточных склонов гор Султануизда (А. С. Кесь, 1960 г.).

Позднее дельта Амударьи сместилась к югу, заняв пространство между Сарыкамышской впадиной и современным руслом Амударьи. По данным А. С. Кесь и С. П. Толстого (1960 г.), в разрезе присарыкамышского дельтового комплекса выделяются две толщи — нижняя, преимущественно суглинистая, мощностью 30—40 м и верхняя, песчано-суглинистая, мощностью 10—15 м. Эти отложения залегают на размытой поверхности палеогеновых и неогеновых пород и содержат раковины моллюсков *Dreissena polymorpha*, *Anadonta* и др. В Сарыкамышской впадине они фациально замещаются озерными песками с гравием, галькой и фауной моллюсков *Dreissena polymorpha* P a II., *Theodoxus pallasi* L i n d h. и др. (определения А. Г. Эберзина; Геология СССР, т. 22, 1972).

Кызылкумы. В Центральных Кызылкумах к позднему плейстоцену относятся образования кулкудукского комплекса, переименованного позднее в свиту (Виноградов, Мамедов, 1972). Они представлены мало мощными (1—5) песчано-щебнисто-гравийными отложениями низких предгорных шлейфов и пролювиальными рыхлыми конгломератами и супесями мощностью от 1 до 8 м, слагающими первые террасы бессточных впадин. На поверхности одной из них в Аякагытминской впадине были обнаружены археологические находки позднего палеолита. В долине Амударьи в позднем плейстоцене накопилась толща песчано-суглинистого аллювия мощностью 20—30 м (Б. А. Федорович, 1957 г.), слагающая пойму и низкие террасы реки. По данным Э. Д. Мамедова (1980 г.), к позднему плейстоцену относятся первые достоверные свидетельства освоения среднеазиатских пустынь человеком. Наиболее многочисленные археологические находки принадлежат эпохе мустье.

Голодная степь и Приташкентский район. К позднему плейстоцену относится голодностепский комплекс аллювиальных и пролювиальных образований. На равнинных территориях этому комплексу соответствует чаще всего III надпойменная терраса (Когай и др., 1972) высотой 15—20 м. В горах она достигает высоты 150 м и расчленяется на ряд уровней. Голодностепские отложения мощностью от первых десятков метров до 90 м (Мавлянов и др., 1973) представлены галечниками, конгломератами, лёссовидными суглинками и лёссами. Последние обнаруживают обычно покровное залегание и во впадинах иногда целиком слагают разрез верхнего плейстоцена.

В разрезах лёссово-почвенных толщ Приташкентского района (в частности, в Чарвакской котловине) к позднему плейстоцену отнесена верхняя часть богустанской свиты, в которой стратотипически выделены и детально охарактеризованы шесть стратиграфических горизонтов (Лазаренко, Болиховская, Семенов, 1980)* (см. прил. VII).

Верхний надчимганский горизонт сложно построен и представлен лёссом с несколькими почвами локального характера, которые соответствуют почвам «С», «D» и «E» в схеме У. К. Абдуназарова и И. Н. Степанова (1971 г., 1977).

Венчает разрез современная почва (2 м). Позднеплейстоценовый возраст отложений верхней части богустанской свиты обоснован их залеганием на среднеплейстоценовых лёссово-почвенных образованиях, а также палеомагнитными, термолюминесцентными датировками и корреляцией с эталонными разрезами Таджикской депрессии (см. рис. 5). К основанию 3-й почвы приурочен эпизод Блейк (верхняя его часть с возрастом около 110 тыс. лет), а к верхнему горизонту лёсса — эпизоды Лашамп (около 20 тыс. лет) и Готенбург (около 12 тыс. лет). К яккатутскому горизонту (2-я почва) в разрезе Пскент относится находка палеолитического отщеп с термолюминесцентной датировкой вмещающих его пород около 110 тыс. лет (А. А. Лазаренко, В. И. Громов, 1970 г.; А. А. Лазаренко, В. Н. Шелкопляс, 1973 г.).

Почвы верхнего плейстоцена в разрезах Чарвакской котловины близки к коричневым — типичным и выщелоченным, сменяющимся вверх по разрезу коричневыми карбонатными, коричневыми остепненными и серо-коричневыми. С удалением от гор они приобретают черты аридности, сменяясь, в частности, в разрезе Пскент почвами, сходными с сероземами и серо-бурыми полупустынными. В спорово-пыльцевых спектрах, полученных по разрезам Чарвак, Пскент, Келес (М. П. Гричук, А. А. Лазаренко, 1970 г.; Лазаренко, Болиховская, Семенов, 1980), в верхнеплейстоценовых отложениях, как и в среднеплейстоценовых, преобладает (до 70 %) пыльца древесных пород — березы и сосны с примесью ольхи, ели, лещины и более редких широколиственных пород

* Нижняя граница верхнего плейстоцена в данной схеме допускает проведение ее не под 3-й, а под 4-й почвой.

(липы, дуба, граба, ореха и др.). Резкая перестройка состава спектров с господством (до 90 %) пыльцы травянистых растений с преобладанием разнотравья и ксерофитов (полыни, маревых, эфедры и др.) отмечается лишь в самой верхней части горизонта лёсса (захватывая и современную почву). Она свидетельствует о коренной перестройке ландшафтно-климатических условий в сторону аридизации.

Каршинская степь. В бассейнах рек Кашкадарьи и Зеравшана к верхнему плейстоцену относятся отложения сукайтинской свиты мощностью от 10 до 100 м (Койташская котловина) (Геология СССР, т. 23, 1972), слагающие одноименную III террасу в среднем течении рек и низкие пролювиальные шлейфы. В строении свиты участвуют галечники, конгломераты, покровные лёссовидные суглинки и супеси. Последние в котловинах нередко почти полностью слагают разрез верхнего плейстоцена. Возраст сукайтинской свиты определяется находками позднепалеолитических орудий (Самаркандская стоянка), приуроченных к верхним горизонтам свиты (Д. Н. Лев, 1964 г.), и позднемустьеерского орудия в одноименной террасе долины Танхаздарьи (Геология СССР, т. 23, 1972).

Копетдаг. Верхнеплейстоценовые отложения, представленные в основном аллювием и пролювием, выделяются здесь в качестве багирского комплекса, разделенного по морфологическим признакам на три подкомплекса: ранний, средний и поздний (Лузгин, 1964). Аллювиальные гравийно-галечные и песчано-глинистые отложения слагают комплексы низких террас, а пролювиальные образования (щебень, галечники, пески, супеси) — низкие предгорные шлейфы. В центральном Копетдаге в выпыках галечника раннебагирской террасы р. Сакияб найдено верхнепалеолитическое скребло-чоппер (Б. К. Лузгин, В. А. Ронов, 1966 г.). Возможно, позднеплейстоценовый возраст имеют хорошо сохранившиеся в рельефе береговые и конечные морены, описанные Е. И. Селивановым (1981 г.) на северном склоне Большого Балхана на абс. высоте 1120—1200 м, предположительно отнесенные им к минделю.

Бадхыз и Карабиль. В долине р. Теджен к верхнему плейстоцену относится гравийно-галечный и глинисто-песчаный аллювий III надпойменной террасы мощностью 15—30 м, переходящий в нижнем течении реки в Инклябскую дельту, а в долине р. Мургаба — существенно песчаный аллювий верхней части III надпойменной террасы мощностью 7—10 м, фациально замещающийся в районе с. Султан-Бент отложениями Султанбентской дельты (Геология СССР, т. 22, 1972).

Памир. К верхнему плейстоцену на Памире принято относить образования аличурского комплекса (О. К. Чедия, В. В. Лоскутов, 1965 г.), представленного моренами последнего оледенения, флювиогляциальными, аллювиальными, озерными и другими отложениями. Наиболее широко распространены на Памире (особенно Восточном) ледниковые образования — морены с хорошо сохранившимися гляциальным рельефом. Тем не менее, существуют значительные разногласия относительно их возраста. Одни исследователи (Д. В. Наливкин, Н. Л. Корженевский, В. П. Ренгартен, К. К. Марков, И. П. Герасимов, Р. Д. Забиров, А. В. Величко, И. М. Лебедева, В. М. Котляков, А. Н. Кренке, М. Г. Гросвальд, Е. А. Минина, Б. А. Борисов и др.) считают эти морены позднеплейстоценовыми, другие (О. К. Чедия, В. А. Васильев, В. В. Лоскутов, А. К. Трофимов, А. А. Никонов и др.) ограничивают площадь развития позднеплейстоценовых морен преимущественно верхними частями троговых долин и относят большую часть морен со свежим гляциальным рельефом к нижнему и среднему плейстоцену. Крайней точки зрения на размеры последнего оледенения придерживаются А. К. Трофимов и В. В. Лоскутов. По мнению А. К. Трофимова (1968 г.), площадь этого оледенения превосходила площадь современного оледенения в Западном Памире на 10 %, а на Восточном Памире даже уступала. Такие представления находятся в противоре-

чии с результатами исследований позднеплейстоценового оледенения сопредельных горных областей (Котляков и др., 1978).

В целом же, отложения верхнего плейстоцена сохранились на Памире достаточно полно и могут быть подразделены на четыре стратиграфических горизонта: акджарский, ляхшский, алтындаринский и бахмырский (Минина, Борисов, 1978).

Стратотипический разрез акджарского межледникового горизонта, описанный впервые В. А. Васильевым, А. К. Трофимовым и М. М. Пахомовым, находится в долине р. Аличур у с. Акджар (абс. высота 3800 м). Эти отложения, залегающие между нижней (видимо, среднеплейстоценовой) и верхней (верхнеплейстоценовой) моренами представлены песчано-суглинистыми озерными, озерно-аллювиальными отложениями мощностью 23—25 м. На основании их палинологического изучения М. М. Пахомов выделил акджарское межледниковье, датированное средним плейстоценом (Васильев и др., 1960). По данным М. М. Пахомова и Л. В. Калугиной, общим для всех установленных в акджарских отложениях спорово-пыльцевых спектров является господство пыльцы древесных пород (ель, сосна, кедр, реже ольха, береза, единично дуб, вяз, липа, граб, лещина) при значительном участии травянистых растений (маревые, полыни, злаки, разнотравье). Отсутствие пыльцы показательных видов для раннего и среднего плейстоцена дает большее основание, по мнению Л. В. Калугиной, для отнесения рассматриваемой толщи к позднему плейстоцену (Минина, Борисов, 1978).

Ко времени акджарского межледниковья относятся также, вероятно, отложения Команского сейсмообвала, описанные впервые К. В. Курдюковым (1964 г.). Обвальные массы, сорвавшиеся с северного склона Заалайского хребта в районе пика Дзержинского (6713 м), пересекли Алайскую долину, достигнув южного подножия Алайского хребта. В береговых разрезах р. Кызылсу и ее левого притока р. Комансу обвальные отложения мощностью до 30 м залегают с резкой неровной границей на аллювии. Они представлены пестроцветной, пятнистой супесчано-суглинистой, порошкообразной массой, насыщенной беспорядочно ориентированными обломками коренных пород размером от дресвы до глыб поперечником в 1,5—2,0 м. Возраст толщи устанавливается на основании анализа ее стратиграфического и геоморфологического положения. На правом берегу р. Кызылсу в 1,6 км ниже устья р. Кашкасу обвальные отложения прислонены к коренному склону долины, перекрытому размытой мореной среднего плейстоцена. В долине р. Комансу ниже устья р. Кунгырсу на обвальной толще залегают морена первого позднеплейстоценового оледенения, в которую выше по течению вложен конечно-моренный комплекс последнего оледенения (Борисов и др., 1980).

В Западном Памире к акджарскому межледниковью, видимо, относится толща гравийно-галечных и щебнистых супесчано-суглинистых отложений аллювиального, аллювиально-флювиогляциального и пролювиального генезиса мощностью более 100 м, установленная в ряде разрезов долины р. Пяндж (выше устья р. Язгулем) под пепельно-серой мореной (А. А. Никонов, М. М. Пахомов, 1966, 1972 гг., 1976). Основание подморенной толщи нередко располагается ниже уреза рек, что свидетельствует о глубоком региональном врезе, предшествовавшем их накоплению.

К ляхшскому горизонту относятся морены первого позднечетвертичного ляхшского оледенения (А. К. Трофимов, 1968 г.), выделенные в урочище Ляхш (место слияния рек Муксу и Кызылсу). Они изучались К. К. Марковым, Н. А. Гвоздецким, А. К. Трофимовым, В. В. Лоскутовым, О. К. Чедией, Л. Ф. Сидоровым, А. А. Юрьевым и многими другими исследователями, пришедшими к различным выводам относительно их возраста. В целом, морены ляхшского горизонта хорошо сохранились на территории Памира. Они отличаются свежестью гляциальной морфологии и имеют местное название «чукуры». Эти

морены отлагались в основном ледниками боковых притоков крупных долин, которые в ляхшскую ледниковую эпоху, в отличие от более древних, уже не заполнялись целиком льдом. Деградация их носила четко выраженный стадийный характер.

В опорном разрезе у с. Акджар ляхшская морена, представленная валунным суглинком мощностью до 12 м, залегает на отложениях акджарского межледниковья. К ней прислонены озерные отложения аличурского (последнего позднечетвертичного) межледниковья, по М. М. Пахомову (1973), который сопоставляет их с озерными отложениями I террасы оз. Каракуль, имеющими датировку по ^{14}C 27 500 \pm 700 лет (Величко, Лебедева, 1974).

В долинах Западного Памира ляхшскому горизонту соответствует широко распространенная пепельно-серая морена мощностью от первых десятков до 200 м, прослеживаемая вдоль верхнего течения Пянджа до устья р. Язгулем. Морена сохранилась в отдельных придонных частях долины и в виде «примазок» на склонах на высоте до 700 м над руслом реки. По мнению А. А. Никонова и М. М. Пахомова (1972 г., 1976) и других, она имеет среднеплейстоценовый возраст.

Образования второго позднечетвертичного межледниковья выделены в алтындинский горизонт, названный по р. Алтындаре в Алайской долине, где имеется представительный разрез этих отложений, описанный впервые в 30-х годах К. К. Марковым. В разрезе, расположенном на правом берегу реки выше могильника Бахмыр, вскрывается 30-метровая межледниковая толща гравийно- и валуно-галечных отложений с прослоями слоистых глин, суглинков и песков, залегающая между двумя горизонтами морен, имеющими, скорее всего, позднеплейстоценовый возраст. Межледниковые отложения содержат споровопыльцевые спектры, характеризующие разреженные леса с участием сосны, ели, кедра и отдельных широколиственных пород (О. М. Григина, 1973 г.). Видимо, к более раннему времени последнего межледниковья относятся белые илы подпрудных озерных бассейнов в долинах рек Аксу и Аличура, возникших в эпоху деградации ляхшского оледенения. Эти отложения содержат многочисленные раковины пресноводных моллюсков, изученных Н. В. Толстиковой (Мишина, Борисов, 1978), а также спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о пустынно-степных растительных группировках (М. М. Пахомов, 1962, 1965 гг., 1973). К этому же межледниковью относится озерно-аллювиальные отложения, вскрывающиеся в разрезе поймы р. Аксу у с. Тохтамыш, озерные отложения низких террас озер Кук-Джигит, Салангур, Каракуль (М. М. Пахомов, 1961, 1967 гг.).

Предположительно во время последнего межледниковья сформировалась основная часть отложений Ачикташского сейсмообвала, описанных К. В. Курдюковым (1964 г.) в районе одноименного левого притока р. Кызылсу в центральной части Алайской долины. Эти образования мощностью до 15 м, близкие по литологическому составу отложениям Команского сейсмообвала, залегают в месте выхода р. Ачикташ из гор на морене первого позднеплейстоценового оледенения и перекрыты выше по течению этой реки флювиогляциальными галечниками, причленяющимися к морене последнего оледенения.

Отложения второго позднеплейстоценового оледенения выделены в бахмырский горизонт. Бахмырские морены располагаются, как правило, в долинах, имеющих в верховьях современные ледники. Они характеризуются грубообломочным составом, серой окраской, хорошей сохранностью. Протяженность ледников достигала первых километров и первых десятков километров. Деградация их имела стадийный характер. В стратотипическом разрезе у могильника Бахмыр конечная бахмырская морена (абс. отметка 2850 м) мощностью 20 м залегает на алтындинских межледниковых отложениях и вложена в морены ляхшского оледенения, которые прослеживаются ниже по течению реки, переходя вблизи ее устья в дуги конечных стадийных морен. В

долине р. Уйсу на Восточном Памире верхняя возрастная граница последнего оледенения определяется датировкой по ^{14}C стоянки Ошхона — 9500 ± 130 лет (С. В. Бутомо и др., 1962 г.), расположенной между 3- и 4-й стадийными моренами Уйсуйского ледника. А. А. Величко и И. М. Лебедева (1974) сопоставляют это оледенение с поздневалдайским в европейской части СССР.

На Западном Памире бахмырскому горизонту, по мнению А. А. Никонова и М. М. Пахомова (1976), соответствуют морены «позднейшего» оледенения, отличающиеся свежестью форм и приуроченностью к трогам притоков крупных рек. Наиболее низкое положение (абс. высота 1000—1200 м) этой морены наблюдается в долине р. Пяндж в районе устья р. Вамд, где она залегает на сероцветной морене. Во внеледниковой области Западного Памира во время последнего оледенения и предшествовавшего ему межледниковья, видимо сформировались галечники цокольных террас высотой от 300 м (реже 500—700 м) и ниже.

Тянь-Шань. Верхнеплейстоценовые образования выделяются здесь как кассанский комплекс (Турбин и др., 1966), представленный моренами киргизского оледенения, аллювием III региональной террасы, расщепляющейся в горных хребтах на ряд локальных уровней, и пролювием привязанных к ним конусов выноса. По данным Л. И. Турбина, не подтвержденным описанием конкретных разрезов, киргизское оледенение имело три стадии — алайскую, туркестанскую и кокшаальскую, которым соответствуют три комплекса морен, вложенных друг в друга в троговых долинах. В Южном и Юго-Западном Тянь-Шане стратотипическим районом развития ледниковых образований верхнего плейстоцена является долина Зеравшана. Н. П. Костенко и А. А. Чистяков (1962 г.) к максимальной стадии позднеплейстоценового Зеравшанского ледника относят конечную морену у с. Дихауз (2500 м), которую сопоставляют с аллювием II (душанбинской) террасы р. Зеравшан в Пенджикентской впадине, а к более поздней стадии — морену у летовки Россинч, отвечающую отложениям I (термезской) террасы. По мнению А. К. Трофимова, О. К. Чедия, Е. В. Максимова и других исследователей, в максимум вюрма сформировалась конечная морена, развитая близ с. Демнора (около 2300 м), а в более позднее время — дихаузская морена. В Северном Тянь-Шане в бассейне оз. Иссык-Куль к позднему плейстоцену относятся «долинные морены» В. В. Шумова, морены чокतालского оледенения К. В. Курдюкова, стратотипически выделенные в долине р. Чоктал (хр. Кунгей-Алатау), где занимают наиболее низкое (2200 м) гипсометрическое положение. Большинство исследователей отмечает стадийный характер деградации последнего оледенения (с числом стадий от двух до семи в различных долинах).

В настоящее время хорошо изучены отложения верхнего плейстоцена в Чатыркельской котловине Центрального (Внутреннего) Тянь-Шаня. По данным А. В. Шнитникова, А. А. Лийва и Г. Н. Бердовской (1975, 1979 г.), Г. Н. Бердовской (1978 г.), Д. В. Севастьянова (1978 г.) и других здесь выделяются две разновозрастные морены, разделенные межледниковыми (межстадийными?) отложениями. Нижняя морена относится, вероятно, к первому (максимальному) позднеплейстоценовому оледенению, во время которого в котловине существовал ледом (А. В. Шнитников, 1974 г.). Эта морена перекрыта пачкой озерных глин мощностью в первые метры, содержащих в большом количестве остатки растений, имеющих датировки по ^{14}C от $20\,000 \pm 500$ до $21\,500 \pm 400$ лет (А. В. Шнитников и др., 1975 г.) и от $16\,300 \pm 420$ до $20\,280 \pm 250$ лет (Алешинская и др., 1980).

Выделенные из озерных отложений спорово-пыльцевые спектры указывают на существование в Чатыркельской впадине более теплого и влажного климата, чем современный (Г. Н. Бердовская, 1978 г.). Вероятным аналогом этого периода является средневюрмский теплый интервал Европы (Л. Р. Серебрянный и др., 1980 г.) и аличурское

межледниковые Памира. В береговых разрезах оз. Чатыркель межледниковые (межстадиальные?) озерные глины перекрыты палеонтологически «немыми» озерно-ледниковыми песками с галькой и валунами мощностью около 0,6 м, по-видимому, соответствующими времени последнего оледенения. Выше их залегают современные озерные отложения с растительными остатками, имеющие датировки по ^{14}C в интервале от 5800 до 580 лет (Д. В. Севастьянов, 1978 г.). Последнее позднеплейстоценовое оледенение, видимо, началось около 20 тыс. лет назад. Спускавшиеся с хребтов Атбаши и Торугарт долинные ледники, вероятно, не полностью заполняли Чатыркельскую котловину. При их деградации образовалось 6 стадийных конечных морен (Д. В. Севастьянов, 1978 г.).

Иссык-Кульская впадина. В этом районе в позднем плейстоцене сформировались озерные и озерно-аллювиальные отложения террас высотой 50, 30 и 20 м (озерные уровни *d* и *c* В. В. Шумова). А. К. Трофимов и О. М. Григина (1978) относят их к сухохребтинскому комплексу, в котором выделяют четыре стратиграфических горизонта — торткульский, михайловский, николаевский и тюпский. Два нижних горизонта торткульский и михайловский, стратотипически выделены в разрезе 50-метровой озерной террасы на р. Джергалан у с. Михайловка. Первому из них соответствует 5-метровая пачка глин, залегающая на цоколе террасы, сложенном суглинками среднеплейстоценового джергаланского комплекса. Торткульские глины содержат до 45 % пыльцы древесных и кустарниковых пород, среди которых преобладают ель, арча, розоцветные, присутствуют вяз, орех, дуб, тутовые, клен, ива. Среди травянистых доминирует пыльца разнотравья (Григина, 1979). Рассматриваемые отложения сопоставляются с первой межледниковой эпохой позднего плейстоцена (А. К. Трофимов, О. М. Григина, 1978 г.).

К михайловскому горизонту отнесена верхняя 7-метровая пачка озерных песков, супесей, суглинков, залегающих на глинах торткульского горизонта. В спорово-пыльцевых спектрах этих отложений, относящихся, видимо, к ранней стадии позднеплейстоценового оледенения, господствует пыльца полыней и маревых.

Стратотипический разрез николаевского горизонта приурочен к одноименной 30-метровой террасе. Он был впервые изучен З. В. Алешинской, Л. Г. Бондаревым и др. (1971). Терраса сложена озерными песчано-суглинистыми отложениями, содержащими, по данным Г. М. Шумовой, пыльцу в основном травянистых ксерофильных растений. Содержание пыльцы древесных и кустарниковых пород (береза, ольха, сосна, ель и др.) изменяется по разрезу от 1 до 25 %, достигая максимума на глубине 7 м. Примерно из этого же слоя по раковинам моллюсков была получена датировка по ^{14}C $26\,340 \pm 540$ лет (Алешинская и др., 1971), соответствующая в Европе внутривюрмскому потеплению.

Стратотипический разрез тюпского горизонта находится в устье р. Чон-Кызылсу, где вскрываются аллювиальные галечники, фацально замещающиеся озерно-дельтовыми отложениями тюпской 18—20-метровой террасы. Рассматриваемые отложения содержат небольшое количество пыльцы в основном травянистых растений — меревых, полыни, злаков, осоковых (Григина, 1979).

Чуйская впадина. Образования верхнего плейстоцена выделяются здесь в аламединский комплекс (П. Г. Григоренко, 1970 г.), представленный преимущественно аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями двух региональных террас (Эпштейн, 1953; Трофимов и др., 1976), на основании чего он был подразделен на два подкомплекса — нижне- и верхнеаламединский, позднее переименованных в бурулдайский и быстровский горизонты (А. К. Трофимов, О. М. Григина, 1978 г.). Первый из них стратотипически выделен в районе с. Бурулдай, где одноименная терраса сложена галечниками мощностью до 100 м, выполняющими переуглубленную долину р. Чу. Ее высота

изменяется от 60 м ниже устья р. Чон-Кемин до 15 м на меридиане с. Быстровка, где терраса погружается под отложения быстровской террасы (Трофимов, 1976). Спорово-пыльцевые спектры, полученные из разреза бурулдайской террасы с. Буран, близки по составу к спектрам отложений михайловского горизонта (Григина, 1979). По-видимому, в рассматриваемых образованиях в приустьевой части р. Джеламыш Н. Ф. Ураловым были найдены остатки позднелайстоценового *Equus hemionus* (определения Б. С. Кожамкуловой).

Стратотип быстровского горизонта находится у с. Быстровка, где высота одноименной аккумулятивной террасы составляет 10—12 м. Выше по долине она переходит в цокольную — до 25 м (Трофимов, 1976). Быстровская терраса, имеющая наиболее широкое развитие в Чуйской впадине, сложена в основном лёссовидными суглинками, подстилающимися галечниками. В ряде разрезов галечники залегают ниже уреза в реках.

Таджикская депрессия. К позднему плейстоцену большинство исследователей относит душанбинский комплекс аллювиальных и пролювиальных образований, объединяющих отложения душанбинского и термезского комплексов, выделенных Н. П. Костенко (1958). В центральной части депрессии ему в рельефе обычно соответствуют две региональные террасы, расщепляющиеся в зонах поднятий на дополнительные уровни высотой 70—100 м (Чедия, 1971). Низы террас чаще сложены гравийно-галечными, песчаными отложениями, а верхи — лёссовидными. В некоторых районах (например, в южных частях Яванской, Обикинской долин) разрезы верхнего плейстоцена целиком представлены лёссовидными отложениями.

В последние годы для лёссовой формации Таджикской депрессии разработаны детальные климатостратиграфические схемы. А. Е. Додонов (Додонов, Пеньков, 1977) намечает в позднем плейстоцене 5 почвенных и 5 лёссовых горизонтов. В схеме А. А. Лазаренко (Лазаренко и др., 1977) к позднему плейстоцену относится верхняя часть утоганской свиты, где стратотипически выделено и детально охарактеризовано 6 горизонтов (см. прил. VII)*. Отмеченные педокомплексы мощностью 3—12 м состоят из двух-трех, а иногда и большего числа почв, из которых наиболее развитой и темноокрашенной (ярко-бурой, красновато-бурой) является нижняя, соответствующая оптимальной климатической фазе — относительному плювиалу. Лёссовые горизонты, обычно представлены типичными лёссами, мощнее (до 20 м) педокомплексов (особенно верхний горизонт). В некоторых разрезах санглакского горизонта лёсса (Гули-Кандос, Калай-Мелик и др.) встречается до пяти зачаточных почв.

Геохронологическими реперами в рамках позднего плейстоцена являются два маломощных (0,1—0,15 м) палеомагнитных эпизода, сопоставляемых с эпизодом Блейк (верхняя его часть приурочена к основанию 3-го педокомплекса с термолюминесцентной датировкой около 120 тыс. лет) и эпизодом Лашамп (в верхнем лёссе с термолюминесцентным возрастом около 20 тыс. лет). Серия термолюминесцентных датировок (около 40) в рассматриваемой части утоганской свиты охватывает диапазон от 17—47 (для санглакского лёсса) до 115—130 тыс. лет (для 3-го педокомплекса). Большое стратиграфическое значение имеют и археологические данные. В третьем педокомплексе А. А. Лазаренко обнаружил в 1976 г. богатейшее палеолитическое местонахождение Обимазар, относящееся к той же домустьерской галечной (Каратауской) культуре, что и в нижележащих 4—6-м педокомплексах среднего плейстоцена (А. А. Лазаренко, В. А. Ранов, 1975 г.; А. Е. Додонов, В. А. Ранов, 1976 г.; Додонов, Ранов, Пеньков, 1978). К основанию верхнего горизонта лёсса в разрезе Фахрабад приурочена находка

* В качестве возможного варианта А. А. Лазаренко допускает проведение нижней границы верхнего плейстоцена в основании 4-го педокомплекса.

кремневого нуклеуса, вмещающие отложения которого имеют термолюминесцентную датировку около 50 тыс. лет (Лазаренко и др., 1977).

С душанбинским комплексом, являющимся, видимо, в значительной мере возрастным аналогом санглакского лёссового горизонта, в долинах и низких предгорьях связан ряд позднепалеолитических и мезолитических стоянок (36—10 тыс. лет по радиоуглеродному методу, Никонов, 1972). Одни из самых известных таких местонахождений обнаружены в галечниках душанбинской террасы у с. Кызыл-Кала (А. П. Окладников, 1958 г.) и лёссовидных суглинках той же террасы в долине р. Яхсу у с. Шугноу (А. А. Никонов, В. А. Ранов, 1971 г.). С этими археологическими стоянками связаны остатки горно-степной фауны, включавшей *Equus caballus* subsp., *Equus hemionus fossilis*, *Cervus elaphus*, *Bos primigenius*, *Ovis orientalis cycloceros*, *Capra* (*Ovis* sp.), *Capra hireus aegarus* *Vulpes vulpes*, *Canis aureus* и др. (Никонов, 1972).

Палеонтологически лёссово-почвенные образования верхнего плейстоцена охарактеризованы пока недостаточно, в основном фауной наземных моллюсков. В горизонтах лёсса она бывает местами многочисленной, но однообразной по видовому составу — *Pseudonapaeus potaninianus*, *Ponsadenia* (*Bradybaena*) и др. (определения А. А. Шилейко), и имеет ксерофильный и теплолюбивый характер. В погребенных почвах малакофауна встречается реже, но является более разнообразной в видовом отношении. Она представлена *Angiomphalia regeliana*, *Leucozonella angulata*, *Pseudonapaeus albiplicatus* и другими видами мезоксерофильного типа, характеризующими условия сезонного лугового увлажнения с периодическим (но не острым) дефицитом влаги.

В составе спорово-пыльцевых спектров верхнего плейстоцена в разрезе Каратау-1 отмечается, по сравнению с отложениями среднего плейстоцена, сокращение числа представителей лесных сообществ (*Betula*, *Pinus* и др.) и усиление роли пустынных степей. В целом же климатические условия того времени отличались значительно большим общим увлажнением (особенно в горах и предгорьях), чем в современную эпоху.

Погребенные почвы верхнего плейстоцена Таджикских разрезов близки почвам Приташкентского района. Наиболее развитые почвы фаз климатических оптимумов принадлежат ряду коричневых и характеризуют весьма теплые условия северной зоны субтропиков. С удалением от гор почвы, приобретая черты значительной аридности, становятся сходными с сероземными и серо-бурыми полупустынными.

В целом климатические условия позднего плейстоцена, по сравнению со средним, существенно изменились в сторону дальнейшей аридизации, что особенно заметно проявилось в отношении первого педокомплекса и верхнего лёссового горизонта. В последнем отмечены признаки некоторого похолодания (появление пыльцы верескоцветных, увеличение в пыльцевых спектрах роли ели, арчи, спор представителей расширившегося в это время высокогорного растительного пояса и др.). В составе малакофауны вверх по разрезу усиливается роль ксерофилов. Хотя тип почвообразования в общем сохранился, в каждом последующем вышележащем почвенном комплексе усиливаются признаки аридности. Почвенная и растительная зональность стала проявляться все более контрастно. Климатический оптимум позднего плейстоцена пришелся на чормазакское время (3-й педокомплекс), а наиболее аридные и относительно прохладные условия — на санглакское.

Незадолго перед голоценом в Средней Азии резко усилилась аридизация климата, вызванная, видимо, самым резким глобальным похолоданием плейстоцена, и практически прекратилось лёссонакопление (А. А. Лазаренко, В. Н. Шелкопляс, 1973 г.; Лазаренко и др., 1977), что позволяет считать лёссы в общем доголоценовыми, т. е. ископаемыми образованиями.

Фарганская впадина. К позднему плейстоцену здесь относится голодностепский комплекс аллювиальных и пролювиальных образований,

слагающие речные террасы и приуроченные к ним конусы выноса. На равнинных территориях этому комплексу чаще всего соответствует III региональная (ташкумырская, по В. Н. Огневу) терраса (В. Г. Клейнберг, 1957 г.; Когай и др., 1972). В горных районах она расщепляется на ряд дополнительных уровней. Ранее рассматриваемые отложения выделялись в юго-западной Фергане В. А. Гейнцем в кокандскую свиту. Некоторые исследователи по геоморфологическим и археологическим данным разделяют голодностепский комплекс на два подкомплекса — ранний, охарактеризованный орудиями финального мустье и позднего палеолита, и поздний, относящийся к верхам палеолита (Ранов, Несмеянов, 1973). Голодностепские отложения обычно представлены галечниками, песками и залегающими на них лёссовидными суглинками и супесями. В предгорьях южной Ферганы к верхнему плейстоцену относятся вскрывающиеся в цоколе абайской голоценовой террасы слоистые глинистые отложения с растительными остатками (разрез Керкидон на р. Кувасэй и изученный М. М. Пахомовым в 1966 г. разрез Бидан на р. Акбура), содержащие спорово-пыльцевые спектры с большим количеством пыльцы древесных пород (ели, сосны, березы и др.). По мнению Л. Р. Серебрянного и др. (1980 г.), эти отложения относятся к эпохе последнего плейстоценового оледенения (20—12 тыс. лет назад), когда в горном обрамлении Ферганы существовали долинныи ледники, а нижняя граница лесного пояса опускалась на 1000 м против ее современного положения.

Мощность голодностепских отложений изменяется от первых десятков метров в предгорьях до 227 м в Центральной Фергане (Мавлянов, Нурматов, 1972). Позднеплейстоценовый возраст рассмотренных выше образований помимо археологических данных, подтверждается также находкой в них в восточной Фергане остатков *Mammuthus primigenius* (Blum) (определения Е. И. Беляевой; Геология СССР, т. 23, 1972).

Как видно из очерка, региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Азии относится к числу наименее разработанных. Основными ее таксонами являются крупные стратиграфические подразделения — комплексы или свиты, примерно соответствующие по объему основным подразделениям четвертичной системы. Главная причина низкой степени изученности четвертичного покрова Средней Азии заключается в том, что основоположники стратиграфии этого региона — Н. П. Васильковский, Ю. А. Скворцов и их последователи при разработке местных стратиграфических схем исходили из предположений о своеобразии геологического развития Средней Азии в позднем кайнозое и определяющей роли тектонического фактора. Принципы климатической ритмостратиграфии практически не получили отражения в этих схемах, что создало значительные трудности на пути их детализации, а также региональных и межрегиональных корреляций.

При составлении корреляционной стратиграфической схемы возникло много вопросов, которые требуют дальнейшего исследования. Их можно объединить в несколько крупных проблем.

Первая проблема — установление нижней границы четвертичной системы. На протяжении длительного времени эта граница проводилась в регионе по подошве бакинских морских отложений и их континентальных аналогов. Позднее в качестве ее были рекомендованы более древние стратиграфические рубежи, разделяющие отложения апшерона и акчагыла, акчагыла и киммерия. Анализируя имеющиеся данные, следует отметить, что все три границы реально существуют. Из них наиболее отчетливы границы, проходящие по подошве акчагыльских и бакинских отложений, совпадающие с поверхностями региональных несогласий и имеющие хорошее биостратиграфическое и палеомагнитное (инверсия Брюнес — Матуяма в основании бакинских отложений) обоснование. Граница под апшероном и его континенталь-

ными аналогами выражена менее определенно в геологических разрезах.

Вторая проблема четвертичной геологии Средней Азии — ледниковая. Вопрос о количестве, размерах, возрасте древних оледенений, ранге местных подразделений ледниковой шкалы дискутируется до настоящего времени. Очень слабо, особенно для Тянь-Шаня, изучены межледниковые отложения. Стратиграфическое расчленение морен основано главным образом на сопоставлении с речными террасами, возраст которых определяется в большинстве случаев по их высоте, или условным корреляциям с удаленными (иногда на сотни километров) разрезами впадин. При этом практически не используются такие критерии, как степень выветрелости обломочного материала на поверхности морен, морфометрические показатели гляциального рельефа, вещественный состав морен, связь их с современными ледниками и др. Совершенно очевидно, что для решения этой проблемы необходимо привлечение палеомагнитного и геохронологического методов исследования.

Третья проблема — стратиграфии лёссовых толщ. Согласно рабочей корреляционной стратиграфической схеме, утвержденной МСК в 1962 г., лёссовые отложения предгорий Тянь-Шаня и Таджикской депрессии были подразделены на три комплекса (нанайский, ташкентский, голодностепский в Узбекистане, кулябский, илякский, душанбинский в Таджикистане), условно сопоставляемые с нижним, средним и верхним плейстоценом в общей шкале. В каждый из этих комплексов включались аллювиальные отложения определенных террас вместе с перекрывающей их толщей лёссов — т. е. возраст последних определялся их геоморфологическим положением (чем выше, тем древнее).

После того, как работами У. К. Абдуназарова, А. Е. Додонова, Н. И. Кригера, А. А. Лазаренко, Е. А. Мининой, А. В. Пенькова, И. Н. Степанова и других было установлено присутствие в лёссовых толщах многочисленных горизонтов погребенных почв, стала очевидной необходимость пересмотра этих представлений. К настоящему времени, главным образом на материалах Таджикской депрессии, установлено, что погребенные почвы и их комплексы, как и разделяемые ими горизонты лёссов во многих случаях облекают современный рельеф. Иными словами, оказалось, что если не вся, то значительная часть лёссовой толщи является одновозрастной на разных уровнях рельефа. Сопоставление разрезов лёссовых толщ Таджикистана и Узбекистана показало, что составляющие их горизонты лёсса и погребенных почв поддаются корреляции на значительных расстояниях и поэтому их можно использовать как региональные стратиграфические реперы. Построенная на этой основе корреляционная схема лёссовых разрезов Таджикистана и Узбекистана (см. рис. 5) получила подкрепление термолюминесцентными датировками, выполненными В. Н. Шелкоплясом, и данными палеомагнитных исследований, проведенных А. В. Пеньковым и В. В. Семеновым.

Как показало комплексное изучение лёссовых толщ, последние имеют в основном не ранне-среднеплейстоценовый возраст, как это предполагалось ранее, а состоят из целого ряда налегающих друг на друга разновозрастных горизонтов, охватывающих интервал от эоплейстоцена до позднего плейстоцена включительно. Вследствие «трансгрессивного» характера залегания лёссовых толщ на подстилающих коренных породах, общая мощность этих толщ, число погребенных почв (педокомплексов) в них в различных разрезах могут существенно варьировать, как и геологический возраст их базальных горизонтов.

Установленные в лёссовых толщах погребенные почвы (педокомплексы) отражают фазы относительного увлажнения климата, точнее, отрезки времени с хорошо выраженными влажными сезонами года. Об этом свидетельствует ряд особенностей полноразвитых погребенных почв, у которых, в частности, горизонты А и В практически полностью

выщелочены от карбонатов. По мере удаления от гор зональный тип почв постепенно изменяется от почв коричневого ряда до почв полупустынных ландшафтов, сходных с серо-бурыми и сероземами. Разделяемые погребенными почвами горизонты лёсса, наоборот, отмечают фазы аридизации климата. Это доказывают палеонтологические и лито-геохимические особенности лёссов, в которых, в частности, отсутствуют какие-либо следы вертикального перемещения карбонатов.

Детальные палинологические исследования, проведенные Н. С. Болиховской, Р. Е. Гитерман, М. П. Гричук и М. М. Пахомовым, показывают, что эти периодические колебания степени увлажненности климата происходили на фоне общей прогрессирующей его аридизации, выявляющейся по изменению состава спорово-пыльцевых спектров, в которых вверх по разрезу все более увеличивается роль ксерофильных элементов. Указанный вывод хорошо согласуется и с палеопочвенными данными. Таким образом, в настоящее время появилась реальная возможность создания для всего региона Средней Азии и Южного Казахстана единой детальной климатостратиграфической схемы лёссовой формации. Несомненно, что по мере ее разработки значительной ревизии подвергнется и общая стратиграфическая схема Средней Азии, включающая четвертичные отложения различных генетических типов.

Четвертая проблема — сопоставление разрезов четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон, которое осуществлялось в основном методом террасовой корреляции. Применение этого метода во многом осложняется, с одной стороны, наличием разделяющих рассматриваемые зоны осадконакопления области расчлененного горного рельефа с крайне редуцированным чехлом четвертичных отложений, а с другой стороны — преимущественно покровным залеганием лёссовых толщ, с которыми связаны наиболее полные разрезы континентальных отложений плейстоцена внеледниковой зоны региона. По-видимому, корреляция этих пространственно разобщенных, различных в генетическом и литологическом отношении отложений может быть лучше осуществлена на основе климатостратиграфического принципа с привлечением биостратиграфических, геоморфологических, палеомагнитных и геохронологических данных.

Пятая проблема — осуществление достоверной корреляции континентальных и морских отложений, связанных с палеобассейнами Аральского и Каспийского морей.

Следует отметить, что используемая в течение длительного времени рабочая корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Азии, утвержденная МСК в 1962 г., несомненно, сыграла важную роль в изучении четвертичных образований региона. Однако в настоящее время, в связи с крупным рангом выделенных на ней подразделений, эта схема превратилась в тормоз для проведения дальнейших исследований и крупномасштабного геологического картирования. Поэтому разработка детальных климатостратиграфических местных схем и их корреляция являются сейчас важнейшей и неотложной задачей, для решения которой необходимо комплексное изучение четвертичных отложений Средней Азии с привлечением ряда новых перспективных методов исследования, в том числе палеомагнитных, геохронологических и палеопедологического.

ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

В Западной Туркмении эоплейстоцен представлен апшеронскими отложениями. Последние без существенного перерыва залегают на акчагыле (верхний плиоцен), осадки которого содержат обедненную морскую фауну моллюсков, остатки флоры и наземной фауны, свидетельствующие о теплых (субтропических) климатических условиях.

Апшеронские отложения Туркмении изучали Н. И. Андрусов (1963), К. П. Калицкий, А. А. Али-Заде (1978), Ген. И. Попов (1961), А. Н. Нигаров и др. По принятой в полутоме схеме они относятся к эоплейстоцену. Биостратиграфически они, как и в пределах всей Каспийской области, подразделяются на нижний, средний и верхний апшерон.

Нижний апшерон представлен глинами и алевритами светло-серых тонов, реже черными глинами с *Adelina voluta* Andrus, *Dreissena*, *Clessiniolla*, остракодами *Caspiella acronasuta* (Liv.), *Loxoconcha ab-soluta* Step., *Leptocythere* aff. *leonillae* Schn. и др. Общая мощность от 100 до 400 м (в депрессиях).

Средний апшерон представлен алевритами и глинами светло-серыми, коричневыми с подчиненными прослоями песчаников, залегающими на осадках нижнего апшерона.

В предгорьях западного Копетдага преобладают грубозернистые отложения — песчаники, известняки, конгломераты. Мощность среднего апшерона 100—200 м и до 500 м в депрессиях.

Здесь встречается богатый комплекс моллюсков *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Parapscheronia eurydesma* (Andrus.), *Monodacna sjoegreni* Andrus., *Dreissena*, *Micromelania* и др. и остракод *Caspiocypris filona* (Liv.), *Loxoconcha gorschkovi* Mand., *Leptocythere laevigata* Mand. и др.

Верхнеапшеронские отложения залегают несогласно на породах среднего апшерона. Они представлены в низах конгломератами, песчаниками, известняками, а выше мощными глинами серых и коричневых тонов с раковинами моллюсков *Apscheronia propinqua* (Eichw.), *Hircania hircana* (Andrus.), *Monodacna*, *Dreissena*, *Micromelania* и др. и остракодами *Leptocythere lyngula* (Liv.), *Loxoconcha rommana* Magp. и др. По данным А. А. Али-Заде (1961, 1967 гг.), в составе фауны карниид апшерона существенную роль играют акчагыльские (позднеплиоценовые) реликты.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Плейстоценовые отложения Западной Туркмении изучались Н. И. Андрусовым, К. П. Калицким, П. А. Федоровичем, П. В. Федоровым, А. Н. Нигаровым и др. Согласно общей биостратиграфической схеме Каспийской области (П. В. Федоров, 1957, 1959 г., 1978), плейстоценовые отложения Западной Туркмении подразделяются на нижнеплейстоценовые (тюркянская свита, бакинский «горизонт»*, урунджикские слои), среднеплейстоценовые (нижнехазарский «горизонт», включающий палеосингильские, сингильские и косожские слои), верхнеплейстоценовые (верхнехазарские слои, ательская свита, хвалынский «горизонт»).

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Тюркянская свита, выделенная в Азербайджане В. В. Богачевым, В. Е. Хаиным, в Туркмении П. В. Федоровым (1957), представлена континентальными (аллювиальными и пролювиальными) образованиями, отвечающими перерыву между апшероном и баку. В низах тюркянской свиты Западной Туркмении (разрезы структур Набитдаг, Монжулы и др.), обычно залегающей с размывом на породах апшерона, развиты косослоистые конгломераты и галечники мощностью 1—5 м, переходящие выше в пески и глины с редкими *Micromelania*

* Здесь применяются прежние наименования каспийской схемы — горизонты, не соответствующие правилам стратиграфической номенклатуры. Поэтому они отмечены кавычками (Прим. ред.).

Planorbis и *Cyprides littoralis* (В г а d y), общей мощностью 50—100 м. Мощность свиты в депрессиях достигает 200—300 м.

Бакинский «горизонт» выделен Г. Шёгренем на Апшеронском полуострове. В Западной Туркмении его отложения изучались Н. И. Андрусовым, В. Н. Вебером и К. П. Калицким, В. В. Богачевым, П. В. Федоровым, А. Н. Нигаровым и др. Бакинские отложения распространены на западе Краснодарского полуострова, на побережье Мангышлака, п-ове Бузачи, в Западной и Юго-Западной Туркмении, включая западные предгорья Копетдага.

Нижнебакинские слои чаще связаны с тюркянской свитой постепенным переходом, реже содержат в основании базальные конгломераты, залегающие с размывом на верхах тюркянской свиты. Они представлены тонкослоистыми глинами и алевролитами темно-серых и темно-бурых тонов с тончайшими прослоями глинистых песков, окрашенных в ржаво-бурый и охристый цвет. В низах нижнебакинских глин встречаются мелкие и редкие *Didacna parvula* N a l., *Dreissena rostriformis* D e s h. и остракоды *Candoniella albicans* (В г а d y), *Eucypris inflata* S a r g s, *Cypris mandelstami* L u b. и др. Выше присутствуют многочисленные *Didacna parvula* N a l., *D. catillus* E i c h w., *D. bergi* F e d. и остракоды *Bacunella dorsoarcuata* (L a l a n y i), *Loxoconcha petasa* L i v. и др. Наиболее полные естественные разрезы имеются на крыльях антиклинальных структур Прибалханской низменности. Мощность нижнебакинских отложений измеряется десятками метров, а в депрессиях достигает 500 м.

В Низменных Каракумах нижнебакинским и тюркянской отложения отвечает нижняя подсвита каракумской свиты.

Верхнебакинские слои Западной Туркмении представлены песками, известняками-ракушечниками, конгломератами, реже песчанистыми глинами. На антиклинальных структурах залегают несогласно на нижнебакинских глинах и подстилаются базальными галечниками. Они содержат обильную фауну крупных и толстостенных *Didacna rudis* N a l., *D. carditoides* A n d r u s., *D. eulachia* (В о г.) F e d., *Dreissena polymorpha* P a l l. и остракод *Candona*, *Eucypris*, *Loxoconcha*. Мощность верхнебакинских отложений измеряется 1—5 м и реже превышает 100 м. В естественных разрезах они обнажаются в структурах Прибалханской низменности, западного Копетдага, на западе и севере Краснодарского полуострова, побережье Мангышлака, п-ове Бузачи.

Урунджикские слои выделены в 1943 г. П. В. Федоровым в урочище Урунджик Западной Туркмении.

В Азербайджане к ним отнесены отложения, известные ранее как слои с *Didacna postcarditoides* (Федоров, 1957). Они представлены прибрежными ракушечниками, галечниками и песками; в верхах преобладают алевролиты и глины. Залегают с размывом на верхнебакинских слоях, содержат фауну моллюсков бакинского типа — *Didacna eulachia* (В о г.) F e d. и более развитые формы, характерные для вышележащих слоев, — *Didacna pravoslavlevi* F e d., *D. ex gr. naliukini* W a s s. Эта фауна носит переходный характер. В урунджикское время завершается развитие бакинской фауны и появляются предковые формы хазарских кардиид. Поэтому эти слои помещены в самые верхи нижнего плейстоцена. Среди остракод присутствуют *Loxoconcha petasa* L i v., *Leptocythere lunata* S t e p., *Limnocythere fontinalis* S c h e i d. и др. Мощность урунджикских слоев в естественных разрезах не превышает 5 м. Наиболее полные разрезы их встречаются на структурах Кумдага, Урунджика, Челекена.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнехазарский «горизонт» по биостратиграфической шкале Каспийской области подразделен на ранние нижнехазарские (палеосингильские), средние нижнехазарские (сингильские) и поздние нижне-

хазарские (косоожские) слои (Федоров, 1978). В Западной Туркмении это подразделение пока не проведено и горизонт рассматривается в целом. Нижнехазарские морские отложения, представленные в Западной Туркмении (Челекен, Красноводский полуостров) известняками-ракушечниками, песчаниками и глинами с *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. paliokini* W ass., *D. pallasi* P r a v., *D. subpyramidata* P r a v., *Dreissena polymorpha* P a l l. и другими на восток постепенно сменяются аллювиально-дельтовыми и озерно-аллювиальными глинами, переслаивающимися с песками, которые образуют верхнюю подсвиту каракумской свиты. Последние содержат пресноводные моллюски *Unio*, *Anodonta*, *Corbicula*, *Planorbis* и др. В верхах свиты в районе структуры Хидайдаг в своеобразной фации песков с глиняной галькой был встречен неполный скелет древнего слопа *Hesperoloxodon turkmenicus* Дуброво П. В. Федоров, 1959 г.; И. А. Дуброво, 1955 г.). Аналогичные пески с глиняной галькой характерны не только для кровли верхней подсвиты каракумской свиты, но и для более низких ее слоев (данные бурения), где повсеместно встречаются костные остатки, скорлупа яиц страусов и т. д. Аллювиально-озерные нижнехазарские слоистые алевролиты и глины имеют повсеместно розовато-палевый цвет, а переслаивающиеся с ними серые пески характеризуются мелко волнистой слоистостью. В глинистых прослоях содержится большое количество отпечатков влаголюбивых растений, среди которых С. К. Самсоновым называются *Salix songorica* A n d., *S. alba* L., *Populus diversifolia* Schrenk и др. Хорошие естественные разрезы этих отложений имеются в обрывах долины Узбоя.

К раннему и среднему плейстоцену относятся проаллювиальные и делювиальные галечниковые и щебеночные накопления, образующие наиболее древние террасовые поверхности на склонах Копетдага.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

В составе этого подразделения в Туркмении (как и в Каспийской области) выделяются: верхнехазарские слои, ательская свита и хвалынский «горизонт».

Верхнехазарские слои, которые ранее относились к верхам среднего плейстоцена, было предложено отнести к низам верхнего плейстоцена (П. В. Федоров, 1972 г., 1978). Это обосновано их стратиграфическим положением в общей шкале плейстоцена Понто-Каспия и радиометрическим возрастом (менее 90 тыс. лет). Они представлены на западе Туркмении (Красноводский полуостров, побережье Мангышлака) прибрежными известняками-ракушечниками мощностью 1—5 м с массивными *Didacna surachanica* A n d r u s и др. Хронологически им отвечают золотые образования центральной части п-ова Дарджа и Низменных Каракумов (восточнее меридиана ст. Казанджик) — граница распространения раннехвалынского моря.

Ательская свита выделена на Нижней Волге П. А. Православным. В Западной Туркмении ее аналогом являются проаллювиально-делювиальные галечниковые накопления, развитые у подножий горных возвышенностей Большого и Малого Балханов, Копетдага, мощностью 10—12 м. Они формировались непосредственно перед хвалынской трансгрессией. К этому же времени относятся лёссовидные супеси и суглинки, развитые на песках Машад.

Хвалынский «горизонт» (хвалынский ярус схемы Н. И. Андрусова, П. А. Православлева) представлен в Западной Туркмении морскими (солончатководными) отложениями — преимущественно песками, реже алевролитами и известняками-ракушечниками. В соответствии с общей стратиграфической шкалой Каспийской области они подразделены на нижнехвалынские и верхнехвалынские слои (П. В. Федоров, 1946, 1957, 1959 г.). Нижнехвалынские слои образуют наиболее высокие террасы (14; 22—25; 47 м абс. высоты или 42; 53; 75 м над

уровнем Каспия), развитые на западе и юге Красноводского полуострова у подножий Большого и Малого Балхана и Западного Копетдага. Террасы сложены галечниками, песками с раковинами редких *Didacna cristata* (В о г.), *D. ebersini* F e d. и др.

В западной части Низменных Каракумов преобладают пески с аналогичной фауной моллюсков, которые не распространяются, как и повсеместно, выше 50-метровой изогипсы — наивысшего уровня раннехвалынского моря.

Нижнехвалыньские отложения развиты также на берегах Красноводского полуострова Кара-Богаз-Гола и п-ова Мангышлак.

Верхнехвалыньские слои, занимают меньшие площади и не распространяются выше нулевой изогипсы — наивысшего уровня позднехвалыньского моря. Они представлены ракушечниками, песками, алевролитами, реже глинами с крупными раковинами *Didacna praetrigonoides* N a l., *D. subcatillus* A n d r u s. и др. Позднехвалыньские террасы на западе Красноводского полуострова, берегах Кара-Богаз-Гола и Мангышлака расположены на абс. высотах минус 2, минус 11 и минус 16 м. Такие же уровни имеют древние береговые валы в Прибалханской низменности и в юго-западной части Туркмении. Радиометрический возраст первой из них оценивается в 14 тыс. лет, а последней — в 10 тыс. лет.

Континентальные отложения верхнего плейстоцена представлены в основном золотыми песками, образованными за счет перевеивания среднеплейстоценовых осадков каракумской свиты и хвалыньских морских песков. На юге Западной Туркмении существенную роль играют алевроиты, глины, реже пески, связанные с древней дельтой р. Атрек. На мелководьях шельфа Туркмении и Мангышлака мелким бурением вскрыты верхнехвалыньские песчано-глинистые осадки с *Didacna subcatillus* A n d r u s. и др., а выше — прибрежные отложения, отвечающие мангышлакской (послехвалыньской) регрессии Каспия. Радиометрический возраст мангышлакских слоев оценивается в 8—9 тыс. лет, а уровень регрессии около минус 50 м.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения Туркмении представлены морскими (новокаспийскими) слоями, золотыми песками, соляными накоплениями, а в предгорьях, пролювиальными и делювиальными суглинками и щебнем.

Новокаспийские слои, связанные с последней трансгрессией Каспия, имевшей 3—4 фазы, развиты неширокой полосой вдоль берега Западной Туркмении и Мангышлака. Это преимущественно ракушечники, пески, реже алевроиты с *Didacna trigonoides* P a l., *D. crassa* E i s h w. и др. и черноморским моллюском *Cardium edule* L. Они образуют террасу абс. высотой минус 22 м (6—7 м над уровнем Каспия) и несколько более низких береговых валов. Радиометрический возраст новокаспийских слоев оценивается примерно в 5—6 тыс. лет.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

Рассматриваемая территория, относящаяся к западной части горного пояса Южной Сибири, имеет абс. отметки от 100 до 4500 м. По морфоструктурному принципу и особенностям строения разрезов четвертичных отложений Алтае-Саянской горной области выделяются следующие районы: 1) Зайсанская впадина; 2) Юго-Западный Алтай (Калба, Рудный и Южный Алтай); 3) Горный Алтай; 4) низовья рек Катунь и Бий; 5) Салаир; 6) Колывань-Томская зона и Кузбасс (Кузнецкая котловина); 7) Кузнецкий Алатау; 8) Минусинские впадины (Назаровская, Рыбинская, Чулымо-Енисейская, Ерба-Сыдинская и Ми-

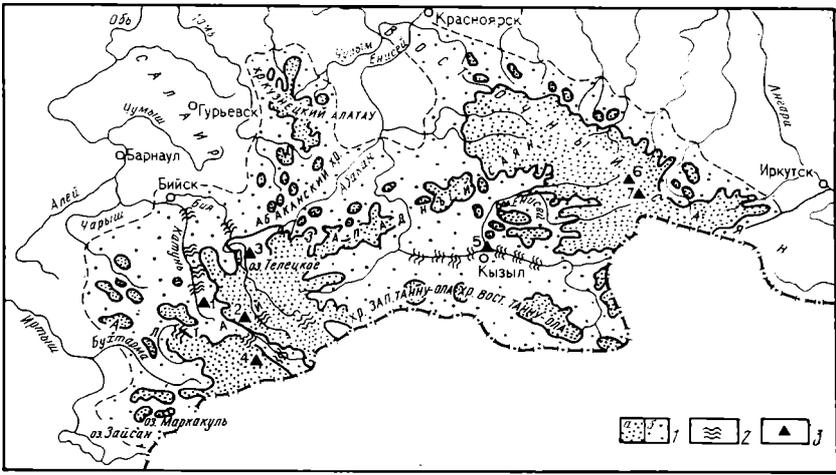


Рис. 6. Распространение древних оледенений на территории Алтае-Саянской горной области (по Б. А. Борисову и Е. А. Мининной, с изменениями)

1 — основные районы развития ледников (а — в позднеплейстоценовую, б — среднеплейстоценовую эпохи); 2 — участки развития основных морен с ребристым рельефом; 3 — опорные обнажения ледниковых отложений: 1 — в долине р. Катунь у с. Иня, 2 — на р. Кубадру, 3 — на Телецком озере у с. Беле, 4 — в Чуйской впадине на р. Чаган, 5 — у г. Кызыл, 6 — в долине р. Соруг, 7 — в районе вулканической горы Шивит-Тайга

нусинская); 9) Западный Саян и хр. Танну-Ола; 10) Восточный Саян, Тоджинская впадина, хр. Академика Обручева и хр. Сангилен (рис. 6).

Четвертичные отложения Алтае-Саянской области представлены элювиальными, делювиальными, коллювиальными, солифлюкционными, озерными, аллювиальными, пролювиальными, ледниковыми, водно-ледниковыми, эоловыми, хемогенными, биогенными, вулканогенными и техногенными образованиями мощностью от первых метров до первых десятков метров. Близ наиболее высоких вершин Алтая, Саян и Кузнецкого Алатау сохранились висячие, каровые и долинные ледники длиной 8—11 км. Четвертичные отложения залегают с угловым несогласием на образованиях протерозоя, палеозоя, мезозоя и палеоген-неогена. Среди них преобладают ледниковые и водно-ледниковые образования (рис. 6). Первые исследователи (С. А. Яковлев, 1909 г.; И. Г. Гранэ, 1915 г.; В. А. Обручев, 1915 г. и др.) считали их принадлежащими двум оледенениям. Позднее, в период увлечения альпийской схемой, сложилось мнение о четырехкратном оледенении алтайских гор, причем самые древние ледниковые отложения сначала относили к неогену (А. М. Кузьмин, 1929 г.; К. Г. Тюменцев, 1936 г. и др.), а потом к нижнему плейстоцену (А. И. Москвитин, 1946 г. и др.). В дальнейшем четырем плейстоценовым оледенениям присвоены местные географические названия (Шукина, 1960). Затем у ряда исследователей появилось сомнение в существовании нижнеплейстоценовых ледниковых отложений и было высказано предположение, что позднеплейстоценовое оледенение незначительно уступало среднеплейстоценовому и ледники никогда не выходили за пределы гор (Ефимцев, 1961; Дубинкин, 1961 и др.). В последующие годы было доказано присутствие ледниковых отложений нижнего плейстоцена в Алтае-Саянской области (Гросвальд, 1965; Богачкин, 1967 и др.) и подтверждено мнение о более значительных размерах (сравнительно с позднеплейстоценовыми) ранне-среднеплейстоценовых долинных ледников, отдельные из которых выходили за пределы гор (Борисов, Минина, 1980).

Достоверные межледниковые отложения установлены в единичных случаях и изучены еще очень слабо. В основном, это межморенные горизонты, представленные озерно-ледниковыми и флювиогляциальными, реже аллювиальными осадками. Значительные пространства низгорий, ряда впадин и предгорий Алтае-Саянской области заняты лёссовыми отложениями, в которых довольно часто встречаются погребен-

ные почвы. Однако число, строение и стратиграфическая позиция и тех и других, за исключением Новосибирского Приобья (Зыкина и др., 1981), еще не выяснены, хотя почти все исследователи считают почвы «теплыми», а лёссы «холодными». В отношении генезиса лёссовых осадков доминируют эоловая и элювиально-делювиальная гипотезы. Широкое распространение в долинах рек Иртыша, Катуня, Енисея и их притоков имеют аллювиальные отложения, участвующие в строении шестидесяти (?) аккумулятивных и цокольных террас позднеплиоцен-четвертичного возраста. Наиболее изучен аллювий террас Енисея у г. Красноярска (М. П. Нагорский, 1937 г.; Зубаков, 1972 и др.) и в низовьях р. Бии (Адаменко, 1974).

Почти во всех впадинах наблюдаются озерные, озерно-аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения, слагающие террасы, наземные дельты и конусы выноса высотой 50—250 м. Во многих впадинах встречаются также эоловые отложения, возникшие за счет развевания осадков водного генезиса и образующие эоловый рельеф с относительными превышениями 40—75 м. Значительные площади заняты в регионе склоновыми отложениями. Ведущую роль при их накоплении в среднем и позднем плейстоцене играли коллювиально-солифлюкционные процессы.

Вулканогенные породы, представленные базальтами и их туфами, установлены в Восточном Саяне и Туве, восточнее меридиана г. Кызыла.

Датировки абсолютного возраста, археологические, палеонтологические находки из четвертичных отложений Алтае-Саянской области пока еще малочисленны и связаны главным образом с верхнеплейстоценовыми осадками.

Основные сведения о четвертичных отложениях рассматриваемого региона получены в процессе государственной геологической съемки мелкого, среднего и крупного масштабов, при строительстве Усть-Каменогорской, Бухтарминской, Красноярской и Саяно-Шушенской ГЭС, при инженерно-геологических и других изысканиях. Наиболее важные данные о строении четвертичного покрова содержатся в опубликованных работах О. М. Адаменко, А. В. Аксарина, С. А. Архипова, И. И. Белостоцкого, Б. М. Богачкина, Б. А. Борисова, Т. Д. Боярской, Н. Л. Бубличенко, Э. А. Вангенгейм, Л. А. Варданяца, В. К. Василенко, В. В. Вдовина, Е. М. Великовской, И. А. Волкова, А. Г. Вологодина, З. Н. Гнидибенко, С. П. Горшкова, И. Г. Гранэ, М. Г. Гросвальда, И. С. Гудилина, Е. В. Девяткина, С. Ф. Дубинкина, Н. А. Ефимцева, А. В. Живаго, В. А. Зубакова, В. С. Зажигина, Л. Н. Зудина, В. С. Зыкиной, В. А. Ильичева, С. А. Коляго, Н. И. Кригера, А. С. Крюкова, А. М. Кузьмина, О. А. Куликова, С. А. Лаухина, А. П. Левиной, И. Г. Лискун, Г. Ф. Лунгерсгаузена, А. М. Малолетко, О. В. Матвеевой, В. М. Мацуя, Л. С. Миляевой, Е. А. Мининой, Ю. М. Миханкова, А. И. Москвитина, О. Д. Моськиной, М. П. Нагорского, Л. А. Никитюк, И. Г. Нордеги, В. А. Обручева, С. В. Обручева, П. А. Окишева, А. П. Окладникова, Л. А. Орловой, В. А. Панычева, Р. В. Пинус, В. Е. Попова, Н. Н. Поповой, Г. А. Поспеловой, Л. А. Рагозина, К. В. Радугина, О. А. Раковец, В. В. Резниченко, М. Ф. Розена, З. А. Сваричевской, А. А. Свиточа, Ю. П. Селиверстова, Б. Ф. Сперанского, В. С. Суворовой, К. Г. Тюменцева, Ю. Б. Файнера, С. С. Фаустова, Д. П. Финарова, С. М. Цейтлина, М. Б. Чернышевой, И. С. Чумакова, В. В. Шаркова, Г. А. Шмидт, Л. Д. Шорыгиной, Е. Н. Щукиной, С. А. Яковлева, А. Ф. Ямских, М. И. Янишевского и др.

Первые стратиграфические схемы четвертичных отложений для трех районов Алтае-Саянской области: Горного Алтая, Западного Саяна и Западной Тувы, Восточного Саяна и Северо-Восточной Тувы были приняты на Межведомственном региональном стратиграфическом совещании (МРСС) в Ленинграде в 1956 г. и утверждены МКС в том же году. Уже тогда для Горного Алтая выделялись местные подразделе-

Основные подразделения четвертичной системы Горного Алтая

Общая шкала	МСК, 1956	МСК, 1966	МСК, 1981
Q ₄	Отложения стадий отступления ледников в историческое время	Современные отложения	Современные отложения
Q ₃	Отложения менского стадиала	Отложения одной из крупных стадий последнего (чибитского, аккемского) оледенения	Отложения аккемского (позднеартыбашского) оледенения
	Отложения ишинского межстадиала	Ишинский горизонт	Бельтирская свита
	Отложения чибитского оледенения	Отложения максимума последнего (чибитского, аккемского) оледенения	Отложения чибитского (раннеартыбашского) оледенения
	Отложения енисейского межледниковья	Енисейский (буйлюгемский) горизонт	Куэзтанарская свита
Q ₂	Отложения майминского (артыбашского) оледенения	Отложения предпоследнего (первого постмаксимального, майминского) оледенения	Отложения чуйского (позднемайминского) оледенения
	Отложения ненинского межстадиала	Ненинский горизонт	Чаганузунская свита
	Отложения катунского ледниковья	Отложения максимального (катунского) оледенения	Отложения ештыккольского (раннемайминского) оледенения
	Отложения соусканихинского межледниковья	Соусканихинский горизонт	Чаганская свита Отложения кубадринского оледенения Аккаинская свита
Q ₁	Отложения башкаусского (бийского) оледенения	Башкаусская свита	Отложения куюсского (позднекатунского) оледенения Устьинская свита
	Аллювий, пролювий и озерные отложения		Отложения устьчуйского (раннекатунского) оледенения Телецкая свита

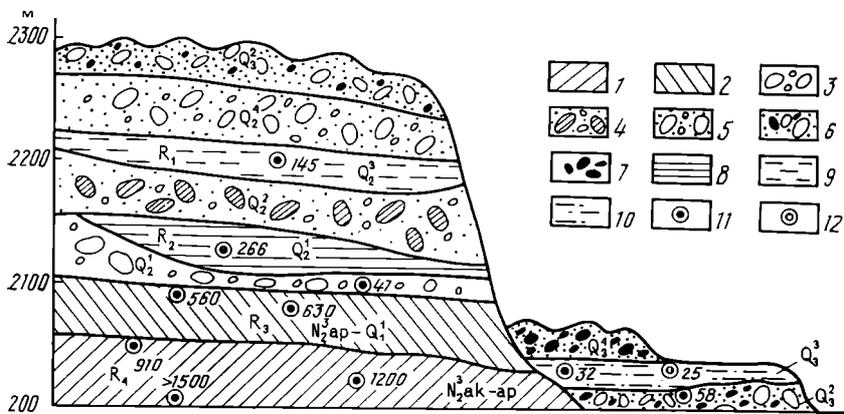


Рис. 7. Схематический разрез четвертичных отложений в районе опорного обнажения Чаган в Чуйской впадине Горного Алтая (по Б. А. Борисову)

1 — акчагыл — апшеронские (эоплейстоценовые) отложения (бекенская свита); 2 — апшерон (эоплейстоцен) — нижнелейстоценовые отложения (башкауская свита); 3—7 — морены (3 — усть-чуйского, 4 — ештыккольского, 5 — чуйского, 6 — чибитского, 7 — аккемского оледенений); 8—10 — ленточные отложения (8 — чеганской, 9 — чаганузунской, 10 — бельтирской свиты); 11—12 — абсолютные датировки, тыс. лет (11 — по ТЛ, 12 — по ^{14}C); R₁, R₂, ..., R₄ — горизонты обратно намагниченных отложений

ления, предложенные Е. Н. Шукиной (1960), соответствующие всем подразделениям общей шкалы четвертичной системы (табл. 3). Для остальных двух районов были приняты менее дробные схемы, в которые включались отложения двух-трех крупных ледниковий.

На следующем МРСС в Новосибирске в 1964 г. были разработаны стратиграфические схемы четвертичных отложений уже для девяти районов рассматриваемой территории, в том числе и для прежних трех районов. В целом схемы 1956 и 1964 гг. близки между собой (см. табл. 3).

В основу настоящего очерка положена унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Алтае-Саянской области, принятая на МРСС в Новосибирске в 1979 г. и утвержденная МСК в 1981 г. (прил. VIII). Эта схема впервые предусматривает выделение для всей территории 11 региональных горизонтов, соответствующих 11-ти подразделениям плейстоцена и голоцена общей шкалы четвертичной системы, соотношение с которыми основывается на термолюминесцентных и радиоуглеродных датировках, палеомагнитных и палеонтологических данных. Почти все региональные горизонты плейстоцена представлены в опорном разрезе Чаган в Чуйской впадине Горного Алтая (рис. 7). Стратотипическим разрезом голоцена Алтае-Саянской области является обнажение Мерзлый Яр в Тоджинской впадине (Орлова, 1980). В основе корреляции местных стратиграфических схем четвертичных отложений региона лежит гляциоклиматический метод, поскольку большая часть его (за исключением Зайсанской впадины, Салаира и Кузбасса) подвергалась оледенениям.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

На территории Алтае-Саянской области достоверные эоплейстоценовые отложения установлены в Юго-Западном и Горном Алтае. В остальных районах они выделяются условно в верхней части разреза доплейстоценовых толщ. Эти отложения отличаются преимущественно бурой и желто-бурой окраской.

В Зайсанской впадине к эоплейстоцену отнесены озерные, аллювиальные и пролювиальные конгломераты верхнегобийской свиты мощностью 3—5 м. В. А. Обручев (1915 г.), выделивший эти конгломераты, считал их базальными горизонтами плейстоцена. Лектостра-

тотипом свиты является обрыв Кызылжар (мыс Бакланий), где ее отложения залегают несогласно на образованиях неогена и перекрываются с размывом конгломератами курнебской свиты (Селиверстов, 1961).

В Юго-Западном Алтае наиболее полный разрез эоплейстоцена (березовская свита) вскрыт скважинами близ г. Зыряновска (р. Березовка и ее притоки). Здесь, как и в других древних долинах и впадинах Рудного Алтая, под осадками плейстоцена залегают аллювиальные и озерно-аллювиальные глины, суглинки, реже пески, замещающиеся близ склонов щебнистыми глинисто-суглинистыми образованиями мощностью 40—50 м. Эти отложения, охарактеризованные находками остатков млекопитающих, пресмыкающихся, моллюсков, остракод, рыб, харовых водорослей, семян, плодов, спор и пыльцы, детально описаны И. С. Чумаковым (1965), выделившим их в безымянную толщу раннеплейстоценового возраста. Позднее В. С. Зажигин (1980), переопределивший коллекции грызунов, установил среди них представителей двух комплексов млекопитающих: кизихинского (*Mitomys coelodus*, *Cromeromys intermedius*, *Clethrionomys* sp.) и раздольинского (*Mimomys pusillus*, *Cromeromys newtoni*, *Villanyia* sp., *Prolagurus pannonicus*, *Allophaiomys pliocaenicus*), относящихся соответственно к нижней и верхней частям разреза березовской свиты. В низах вышележащих отложений, считавшихся И. С. Чумаковым среднеплейстоценовыми, выявлены элементы нижнеплейстоценового вяткинского комплекса. Подстилающая березовскую свиту верхнеплиоценовая вторушкинская свита содержит в верхней части фауну грызунов, относящую В. С. Зажигиным к подпуск-лебяжьинскому комплексу, а еще ниже — фауну бетекейского комплекса. Таким образом, в районе г. Зыряновска установлен непрерывный разрез акчагыльских, апшеронских и нижнеплейстоценовых отложений. Выявленные в отложениях эоплейстоцена (Лениногорская впадина) спорово-пыльцевые спектры смешанного типа указывают на наличие вертикальной зональности в окружающих горах (Чумаков, 1965).

На остальной территории Юго-Западного Алтая (Калба, Южный Алтай) эоплейстоцену соответствует средняя часть разреза устьубинской серии (Поздний кайнозой Казахстанского Прииртышья, 1973; Вангенгейм, 1977).

В Горном Алтае к эоплейстоцену отнесены дислоцированные образования основной части разреза бекенской свиты и перекрывающие их несогласно отложения нижней подсвиты башкаусской свиты.

Бекенская свита наиболее широко развита в Чуйской впадине, где представлена озерно-аллювиальными песками и супесями, замещающимися у подножия гор аллювиально-пролювиальными щебнистыми суглинками, гравийниками и галечниками мощностью 50—120 м. С ней связаны находки остатков млекопитающих, моллюсков, остракод, рыб, харовых водорослей, спор и пыльцы. Стратотип свиты расположен в урочище Бекен (Лунгерсгаузен, Раковец, 1958), однако более известны разрезы Чаган и Кызылчин, где из отложений свиты, имеющих мощность соответственно более 55 и около 10 м, получено несколько термолюминесцентных датировок (910 ± 100 ; 1082 ± 128 ; 1200 ± 100 и более 1500 тыс. лет). В этих разрезах рассматриваемые отложения оказались обратно намагниченными, за исключением двух интервалов, обладающих нормальной полярностью, что позволило условно сопоставить бекенскую свиту по палеомагнитной шкале с эпохой Матуяма и ее двумя эпизодами — Харамильо и Гилса (Разрез новейших отложений Алтая, 1978). Выявленные из различных обнажений бекенской свиты (Чаган, Кызылчин, Бекен) степные и лесостепные спорово-пыльцевые спектры в целом сходны с эоплейстоценовыми спектрами Рудного Алтая и отличаются от них лишь увеличением в некоторых горизонтах среди хвойных пыльцы ели, а также наличием пыльцы тсуги, лиственницы и карликовой березы.

Башкауская свита представлена в Горном Алтае валунно-галечными, реже щебнистыми образованиями неясного, скорее сложного (флювиогляциального, ледникового, аллювиального, пролювиального) генезиса мощностью более 85 м. В стратотипе на р. Кубадру (Щукина, 1960) и обнажении на р. Чаганузун она подразделяется на две подсвиты, из которых верхняя отличается более грубым составом, а нижняя наличием прослоев песков. В обнажении Чаган верхнебашкауская подсвита мощностью 7 м имеет нормальную полярность. Внутри нижнебашкауской подсвиты зафиксирована палеомагнитная инверсия, идентифицированная как Брюнес — Матуяма, что позволило отнести нижнебашкаускую подсвиту, учитывая ее стратиграфическое положение, к верхам эоплейстоцена, а верхнебашкаускую, из отложений которой получены термолюминесцентные датировки (560 ± 60 и 625 ± 71 тыс. лет), — к низам нижнего плейстоцена.

В низовьях рек Катунь и Бий, в Салаире эоплейстоцен, по-видимому, представлен верхней частью кочковской свиты (Адаменко, 1974).

В Новосибирском Приобье к началу эоплейстоцена, вероятно, приурочено образование тальменского покровного суглинка мощностью до 5 м, выше которого располагается сложно построенный, в нижней части обратно намагниченный эоплейстоценовый — нижнеплейстоценовый евсинский педокомплекс мощностью до 2,5 м (Зыкина и др., 1981).

В Кузбассе отложения, ранее считавшиеся аналогами кочковской свиты (Архипов, 1971), в настоящее время, по данным С. В. Николаева и других исследователей, подразделяются на верхнеплиоценовую (?) моховскую, эоплейстоценовую сагарлыкскую и эоплейстоценовую — нижнеплейстоценовую сергеевскую свиты, в которых собраны различные палеонтологические коллекции, в том числе и остатки грызунов. В строении сагарлыкской свиты участвуют аллювиальные, в верхней части с горизонтами почв, глинистые пески и суглинки мощностью 20 м, содержащие остатки пыльцы ели, пихты, а также злаков, маревых, разнотравья и других растений. Сергеевская свита сложена делювиально-пролювиальными суглинками с примесью дресвы и щебня мощностью до 30 м, включающими горизонты погребенных почв. Отложения верхней части свиты характеризуются обратной намагниченностью.

В Кузнецком Алатау к эоплейстоцену, видимо, относятся аллювиальные галечники мощностью 20—30 м, приуроченные к так называемому еланскому уровню древних долин (Г. Ф. Мирчинк, 1947; Архипов, 1971).

В Минусинских впадинах эоплейстоценовые отложения возможно участвуют в строении верхней части каспийской свиты (Алтае-Саянская горная область, 1969) и нижней части аллювиальной толщи VIII (худоговской) террасы р. Енисей высотой 120—135 м (Зубаков, 1972; Равский, 1972).

В Саянах, хр. Танну-Ола, Тоджинской впадине, хр. Академика Обручева, хр. Сангилен эоплейстоценовый возраст, вероятно, имеет толща желто-бурых аллювиальных и пролювиальных глинистых галечников и делювиально-пролювиальных щебнистых суглинков суммарной мощностью 10—35 м. В обнажении на р. Холу (Убсанурская впадина) в них установлены лесостепные спорово-пыльцевые спектры, сходные с таковыми из бекенской свиты Горного Алтая (Г. Н. Шилова, 1981 г.).

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнеплейстоценовые отложения установлены в большинстве районов Алтае-Саянской области. Они характеризуются преимущественно сероцветной окраской и погребены под осадками среднего плейстоцена и более молодыми образованиями. Отложения нижнего плейстоцена детально расчленены в Горном Алтае и Тоджинской впадине.

В Зайсанской впадине к первому раннеплейстоценовому межледниковью условно отнесены осадки курнебской свиты (Селиверстов, 1961). В стратотипе у р. Курнеб они представлены дислоцированными озерно-аллювиальными песками, галечниками, конгломератами мощностью 20 м и перекрывающими их пролювиальными щебнистыми супесями (более 20 м). Второй половине плейстоцена во впадине соответствуют отложения такырской свиты мощностью до 15 м, образующие аккумулятивный покров самых высоких континентальных дельт высотой 60—250 м, аллювиальных (160 м) и озерных (90—155 м) террас. Эти отложения у подножия гор Южного Алтая залегают несогласно на породах верхнегобийской и курнебской свит и местами дислоцированы.

В Юго-Западном Алтае нижний плейстоцен охарактеризован находками остатков млекопитающих, моллюсков, остракод, спор и пыльцы и представлен в основном валунно-галечными отложениями красноярской свиты мощностью 20—120 (до 200?) м (Поздний кайнозой Казахстана Прииртышья, 1973). В осадках нижнего плейстоцена Рудного Алтая, детально описанных И. С. Чумаковым (1965) как образования первой половины среднего плейстоцена, В. С. Зажиговым (1980) на основании переопределения коллекций грызунов были установлены представители вяткинского комплекса млекопитающих (*Sicista* sp., *Clethrionomys* sp., *Microtus (Pitymys)* sp., *Microtus (Microtus)* sp., *Prolagurus* sp. или *Lagurus* sp., *Myospalax* sp.).

В Горном Алтае выделяются все четыре горизонта нижнего плейстоцена. К образованиям первого нижнеплейстоценового межледниковья отнесены отложения вышеописанной верхнебашкаусской подсвиты и телецкой свиты. Стратотип последней расположен у с. Беле на Телецком озере. Ее отложения, залегающие под средне-верхнеплейстоценовыми осадками с термолюминесцентной датировкой 320 ± 41 тыс. лет, подразделяются на три подсвиты. В нижней найдены остатки *Cervus* ex gr. *elaphus* L. и *Bovidae* и получена термолюминесцентная датировка 630 ± 27 тыс. лет.

Нижнетелецкая подсвита состоит из близких по составу и вложенных друг в друга пяти пачек озерных песков мощностью более 37 м. Они содержат несколько ярусов мерзлотных деформаций (инволюций, первичных грунтовых и песчаных жил), свидетельствующих о прогрессирующем похолодании климата, что подтверждается выявленными спорово-пыльцевыми спектрами: в первой пачке доминирует пыльца разнообразных сосен и елей (в том числе *Picea omarica*), присутствует пыльца березы, ольхи, липы, дуба, ореха, лещины и тсуги; во второй — уменьшается примесь экзотических хвойных и теплолюбивых широколиственных, которые в третьей пачке почти полностью исчезают.

Среднетелецкая подсвита представляет собой переслаивание озерно-аллювиальных галечников и озерных песков мощностью 30 м. Установленные здесь спектры характеризуются преобладанием пыльцы сосны и березы (в том числе *Betula nana*) и участием пыльцы пихты, ели, ивы, ольхи, реже лещины и граба.

Верхнетелецкая подсвита слагается пролювиальными щебнистыми суглинками с прослоями озерных песков мощностью 25 м и содержит сходные с подстилающими отложениями спорово-пыльцевые спектры, отличающиеся увеличением количества пыльцы травянистых растений, главным образом разнотравья.

Стратотипы остальных трех горизонтов нижнего плейстоцена Горного Алтая установлены в среднем течении р. Катунь (Яломанская впадина). О генезисе и возрасте выполняющих здесь долину Катунь осадков было высказано много точек зрения. Наиболее обоснованная из них принадлежит Е. Н. Шукиной (1960), считавшей, что эти отложения представляют собой переслаивание моренных и межморенных горизонтов, нижний из которых сформировался в катунскую ледниковую эпоху. Позднее здесь были обнаружены предкатунские отложения

(Богачкин, 1981), имеющие спорово-пыльцевые спектры, сходные с таковыми из нижнетелецкой подсвиты. Кроме того, было доказано, что образования катунской эпохи принадлежат нижнему плейстоцену и ледники в течение этой эпохи дважды занимали Яломанскую впадину. Оставленные ими морены и разделяющие их межледниковые аллювиальные и озерные осадки содержат соответственно «холодные» лесостепные и «теплые» лесные с участием тсуги и широколиственных пород спорово-пыльцевые спектры.

Опорный разрез отложений всех четырех горизонтов нижнего плейстоцена в Яломанской впадине располагается на правом берегу р. Катунь в 0,5 км ниже устья р. Ини (Богачкин, 1981). Здесь в 60-метровом обрыве залегают (снизу вверх): аллювий телецкой свиты мощностью 7—13 м, морена устьчуйского (раннекатунского) оледенения (12—13 м), аллювий устьининской свиты (15—18 м), морена куюсского (позднекатунского) оледенения (15—21 м) и аллювий второго среднелепистоценового межледниковья (1—3 м). В опорном разрезе на р. Чаганузун в Чуйской впадине присутствует только устьчуйская (раннекатунская) морена, из цемента которой получена термолюминесцентная датировка (ТЛ) 476 ± 51 тыс. лет (см. рис. 7).

В низовьях рек Катунь и Бии нижнелепистоценовые образования, вскрытые скважинами под среднелепистоценовыми отложениями, представлены нерасчлененными ледниковыми и флювиогляциальными отложениями мощностью до 25 м (бийская толща, по В. В. Шаркову).

В Салаире к нижнему плейстоцену условно отнесены делювиально-пролювиальные, озерно-аллювиальные и другие образования нижнекраснодубровской и нижебезменовской подсвит мощностью 20—30 м.

В Новосибирском Приобье нижний плейстоцен представлен верхней частью евсинского педокомплекса и перекрывающим его салаирским покровом лёссовых отложений, имеющих соответственно мощность 1—1,5 и 3—5 м. Стратотипом последнего является мраморный карьер у с. Шипуново на левобережье р. Берди. Здесь в салаирских суглинках обнаружены кости лошади, переходной от *Equus stenonis* к *Equus caballus* (Зыкина и др., 1981).

В Кузбассе раннелепистоценовый возраст, видимо, имеет верхняя часть вышеописанной сергеевской свиты.

В Кузнецком Алатау нижнелепистоценовые образования не установлены. Возможно в это время сформировался аллювий высоких террас (120 м и выше).

В Минусинских впадинах низам нижнего плейстоцена, вероятно, соответствуют аллювиальные пески и глины VIII (худоноговской) надпойменной террасы (120—135 м) мощностью 5—10 м, содержащие остатки млекопитающих, остракод, спорово-пыльцевые спектры: лесные с примесью широколиственных пород в нижней части аллювиальной толщи и северотаежные — в ее верхах. Во второй половине раннего плейстоцена сформировались нижние слои песчано-галечного аллювия VII (торгашинской) надпойменной террасы (80—120 м). В районе предгорий хр. Арга (Назаровская впадина) в это время происходило заполнение древних долин разнородными песками и глинами мощностью 30—40 м, включающими остатки *Bison cf. schoetensacki* F r e e d. (Семихатова, 1959).

В Западном Саяне и хр. Танну-Ола с началом плейстоцена связано накопление ожелезненного валунно-галечного аллювия мощностью 5—20 м надпойменных террас высотой 40—120 м, залегающего на столетиях эоплейстоцена пролювия, в котором на р. Холу выявлены лесостепные спорово-пыльцевые спектры, сходные со спектрами верхнебашкауской подсвиты из разреза Чаган (Г. Н. Шилова, 1981 г.). Более молодые образования нижнего плейстоцена, по-видимому, представлены аллювиально-пролювиальными отложениями самых высоких континентальных дельт. Мощность их не превышает 3—5 м.

В Восточном Саяне, Тоджинской впадине, хр. Академика Обручева и хр. Сангилен к низам нижнего плейстоцена, вероятно, относится ожелезненный аллювий террас высотой 40—200 (?) м.

В Тоджинской впадине с первой половиной раннего плейстоцена связано формирование нижней вулканогенной толщи, обнажающейся на склонах гор Шивит-Тайга и Дерби-Тайга и представленной в основном вулканическими брекчиями, агломератовыми, лапилловыми, гравийными и пепловыми туфами с вулканическими бомбами. Разрез пирокластической толщи мощностью 600—700 м венчают туфовалунные отложения мощностью до 40 м, образовавшиеся при подледных вулканических извержениях в эпоху первого раннеплейстоценового (шивитского) оледенения (Гросвальд, 1965).

Отложения второго раннеплейстоценового межледниковья установлены под моренами второго раннеплейстоценового (соругского) оледенения в Тоджинской впадине и в долине р. Малый Енисей у г. Кызыла, где они представлены аллювиальными галечниками и песками мощностью более 5 м. На обоих участках в них выявлены «теплые» спорово-пыльцевые спектры, отражающие развитие сосновых лесов с участием экзотических сосен, темнохвойной тайги (из сосны сибирской, пихты, ели, тсуги) и березово-ольховых лесов с примесью широколиственных пород.

Стратотип морены второго раннеплейстоценового оледенения мощностью 6—8 м расположен в Тоджинской впадине в 3 км выше устья р. Соруг (Б. А. Борисов, Е. А. Минина, 1973 г.). Здесь верхние горизонты моренной толщи замещаются нижними горизонтами верхней вулканогенной ниже-среднеплейстоценовой толщи Тоджинской впадины. В районе г. Кызыла мощность морены соругского оледенения не превышает 7 м. В ней установлены спорово-пыльцевые спектры, характеризующиеся преобладанием пыльцы сосны, ели, пихты и березы.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения среднего плейстоцена широко развиты в регионе и подразделяются на четыре горизонта.

В Зайсанской впадине первой половине среднего плейстоцена соответствуют гравийно-галечные пески пшюкской свиты мощностью 1—5 м, образующие покров V озерной террасы (45—120 м). В предгорьях с ними коррелируются валунно-галечники речных террас и континентальных дельт двух уровней (40—110 и 45—150 м), а также мореноподобные образования, описанные В. П. Нехорошевым (1941 г.) у подножия хр. Сайкан. Здесь же в низовьях р. Аксыр в суглинках цоколя 4-метровой террасы обнаружен череп *Mammuthus chosaricus* Dubrov. Ко второй половине среднего плейстоцена относятся галечно-гравийные пески и галечники карануринской свиты мощностью 2—5 м, слагающие покров IV озерной террасы (20—80 м). В предгорьях им соответствуют валунно-галечники мощностью 20—80 м, иногда перекрытые лёссовыми отложениями и образующие аккумулятивный покров речных террас и континентальных дельт двух уровней — 25—65 и 35—80 м.

В Юго-Западном Алтае к первому среднеплейстоценовому межледниковью, видимо, относятся аллювиальные пески шульбинской свиты мощностью до 7 м, обнажающиеся в цоколях террас рек Шульбинки и Половинки (Рудный Алтай). В них обнаружены остатки грызунов, малакофауна и спорово-пыльцевые спектры (прил. VIII). Сходные аллювиальные пески, обнажающиеся в низовьях р. Тентек (Восточная Калба), содержат фауну грызунов: *Lagurus lagurus* P all., *L. luteus* Ev., *Microtus* ex gr. *gregalis* P all., *M. oeconomus* P all. и *Spalax* sp.

С эпохой первого среднеплейстоценового ледниковья в Юго-Западном Алтае связаны морены урыльского оледенения мощностью до 20 м. В перигляциальной зоне им соответствуют лёссовые отложения первой

генерации мощностью 40—60 (?) м и погребенные под ними аллювиальные суглинки с прослоями песков и илов мощностью до 5 м. В последних в нижнем течении р. Убы известны находки остатков малакофауны и млекопитающих, в том числе *Camelus knoblochi* P o l. (Чумаков, 1965).

В лёссовых отложениях большая часть находок обнаружена в правобережном обрыве р. Убы у с. Красный Яр. Здесь на высоте 5—7 м от подошвы лёссовой толщи над кровлей нижней почвы установлен фауноносный горизонт, из которого извлечены два палеолитических отщеп, остатки крупных млекопитающих — *Rhinocerotidae*, *Carnivora*, *Bovidae*, *Equus caballus* sub. sp.? *Bison* sp. (определения Э. А. Вангенгейм), грызунов — *Myospalax myospalax* L a x m., *Ellobius taucrei* B l a s., *Clethrionomys* sp., *Allactaga* sp., *Alactagulus* aut *Pygerethmus* sp., *Cricetus* sp., *Citellus erythrogemys* B r a n d t., *Eolagurus luteus* E v., *Lagurus lagurus* P a l l., *Microtus (Stenocranium) gregalis* P a l l., *Ochotona* sp. (определения В. С. Зажигина). Ниже фауноносного горизонта найдены остатки *Ursus* cf. *spelaeus rossicus* B o g. (Минина, Борисов, 1968).

В долине Калба в эпоху первого среднеледникового ледникового, по-видимому, накапливалась основная часть галечного аллювия IV надпойменной террасы (20—45 м).

Во вторую половину среднего плейстоцена в Юго-Западном Алтае был сформирован аллювий III надпойменной террасы (10—35 м), представленный в нижней части валунно-галечным материалом, а выше супесями и суглинками (шемонаихинская свита) суммарной мощностью 10—20 м. В перигляциальной зоне этот аллювий перекрыт лёссовыми отложениями второй генерации мощностью 5—15 м, из которых известны находки фауны млекопитающих и моллюсков. В конце среднего плейстоцена в Рудном и Южном Алтае были сформированы морены киинжирского оледенения мощностью до 70 м. Некоторые из них замещаются в долинах флювиогляциальными и озерно-ледниковыми образованиями мощностью до 80 м (Ю. П. Селиверстов, 1959 г.; Е. А. Минина, 1971 г.).

В Горном Алтае к низам среднего плейстоцена отнесены (на основании данных термолюминесцентного анализа) отложения аккаинской и чаганской свит и разделяющая их морена кубадринского оледенения.

Аккаинская свита (Разрез новейших отложений Алтая, 1978) в опорном разрезе Кызылчин представлена аллювиально-пролювиальными валунно-галечниками мощностью до 7 м с термолюминесцентной датировкой 370 ± 43 тыс. лет. Они залегают на осадках бекенской свиты и перекрыты мореной ештыккольского оледенения, из которых получены термолюминесцентные датировки соответственно 1082 ± 128 и 231 ± 36 тыс. лет. В аллювии аккаинской свиты установлены лесные спорово-пыльцевые спектры, содержащие пыльцу кедров (до 80 %), ели, лиственницы, березы, пихты, а также споры зеленых мхов и папоротников. Близкие спектры елово-пихтовых лесов выявлены из аллювиальной (?) валунно-галечной толщи мощностью 10—12 м, залегающей в разрезе Беле между телецкой свитой и мореной кубадринского оледенения (Разрез новейших отложений Алтая, 1978). Более теплые лесные спорово-пыльцевые спектры с участием тсуги и широколиственных пород известны из озерных отложений древнего Курайского водоема, вскрытых дорожным карьером у с. Курай, и из верхних горизонтов озерных толщ, выполняющих долины притоков р. Катунь в Яломанской впадине (Богачкин, 1981).

Стратотип валунной морены кубадринского оледенения мощностью до 12 м расположен на левобережье р. Кубадру в 1,5 км ниже моста, где она залегают между образованиями башкаусской и чаганской свит. Из цемента морены получена термолюминесцентная датировка 304 ± 41 тыс. лет. Близкий возраст (320 ± 41 тыс. лет) имеют ледниковые отложения кубадринского оледенения в разрезе Беле. Обнаруженные в них спорово-пыльцевые спектры указывают на господство за-

рослей кустарниковых видов берез и разреженных кедровых лесов. Среди травянистых ассоциаций доминировали вересковые.

Чаганская свита в опорном разрезе Чаган представлена толщей озерно-ледниковых алевритов мощностью до 45 м, залегающих в виде линзы между моренами устьчуйского и ештыккольского оледенений. В их кровле наблюдаются гляциодислокации. Полученные из этой толщи спорово-пыльцевые спектры отличаются некоторым преобладанием пыльцы трав. Отложения чаганской свиты имеют обратную намагниченность (Фаустов, Куликов, Свиточ, 1971). Из средней части свиты получена термолюминесцентная датировка 266 ± 30 тыс. лет.

В Горном Алтае отложения первого среднеплейстоценового ледниковья представлены главным образом моренами и водно-ледниковыми образованиями ештыккольского (раннемайминского) оледенения (Б. Ф. Сперанский, 1937 г.; Шукина, 1960). В опорном разрезе Чаган валунная морена этого оледенения мощностью 35—40 м залегает между обратно намагниченными отложениями чаганской и чаганузунской свит. В соседнем обнажении Кызылчин из ее цемента получена термолюминесцентная датировка 231 ± 36 тыс. лет. В обоих разрезах в ештыккольской морене установлены близкие по составу спорово-пыльцевые спектры с одинаковым соотношением пыльцы деревьев и трав. Среди древесных пород доминирует пыльца кедра и кустарниковой березы. Сходные спектры получены из вскрытых дорожным карьером у с. Курай ледниковых отложений мощностью 1,5 м, оставленных льдами Курайско-Чуйского ледоома.

К отложениям второго среднеплейстоценового межледниковья в Горном Алтае отнесены водно-ледниковые пески, супеси, илы и галечники чаганузунской свиты мощностью до 20 м, которые в опорном разрезе Чаган залегают между моренами ештыккольского и чуйского оледенений. Аккумуляция их происходила в цунговом бассейне в течение кратковременного обращения геомагнитного поля. Этот эпизод обратной полярности (Чаган-Узун), по данным термолюминесцентного анализа, имел место 145 ± 13 тыс. лет назад. Полученные в разрезе Чаган из чаганузунской свиты лесостепные спорово-пыльцевые спектры близки к таковым из ештыккольской морены, но отличаются меньшим содержанием карликовой березы. Сходные спектры выделены из валунно-галечного аллювия левобережной террасы р. Чуи высотой 65—75 м близ ее устья. В них также преобладает пыльца древовидной березы и кедра, присутствует пыльца ели, липы, тополя, орешника и дуба. Из этого аллювия имеется термолюминесцентная датировка 148 ± 16 тыс. лет.

В Горном Алтае со вторым среднеплейстоценовым ледниковьем связано образование конечных, береговых и основных морен чуйского (позднемайминского) оледенения. В опорном разрезе Чаган морена этого оледенения, залегающая на чаганузунской свите и перекрытая чибитской мореной, имеет мощность около 30 м. Установленные в ней спорово-пыльцевые спектры в целом близки к таковым из ештыккольской морены, но отличаются большим содержанием пыльцы карликовой березы.

В низовьях рек Катунь и Бий отложения первого среднеплейстоценового межледниковья наиболее известны под названием соусканихинского горизонта (Шукина, 1960), которые позднее были включены в состав монастырской свиты (Адаменко, 1974). В настоящее время к соусканихинской свите отнесена вскрытая скважинами толща песков с прослоями суглинков, линзами торфа и лигнита мощностью до 40 м, отвечающая, по-видимому, средней части монастырской свиты. В голостратотипе свиты у с. Соусканихи в торфяниках выявлены лесостепные спорово-пыльцевые спектры (Матвеева, 1960). В керне некоторых скважин из ее осадков выделены спектры елово-сосновых лесов с примесью широколиственных пород. В ней известны находки моллюсков *Corbicula fluminalis*. Все это свидетельствует о сложной, как и в Горном Алтае,

климатической обстановке в начале среднего плейстоцена. В районе с. Станица Бехтемирская из кровли соусканихинской свиты получена термолюминесцентная датировка 283 ± 42 тыс. лет.

Наиболее древними образованиями первого среднечетвертичного ледниковья в низовьях рек Бии и Катуня являются озерно-аллювиальные со следами мерзлотных деформаций уплотненные илы верхней части монастырской свиты (Адаменко, 1974) мощностью до 15 м, которые Е. Н. Щукина (1960) относила к верхам соусканихинского горизонта. В них, по данным Э. А. Вангенгейм (1977), найдены остатки *Mammuthus chosaricus* Dubrovo и других млекопитающих. Спорово-пыльцевые спектры из этих илов характеризуются преобладанием ели. По семенной флоре установлено присутствие растений субальпийской или тундровой зоны. В опорном разрезе плейстоцена у г. Бийска суглинки, венчающие толщу илов, имеют термолюминесцентную датировку 213 ± 25 тыс. лет. Со второй половиной первого среднелейстоценового ледниковья связано формирование валунно-галечной морены ештыккольского оледенения, сохранившейся в низовьях Катуня в 35—55 км к юго-востоку от г. Бийска между с. Урожайным и с. Шульгин Лог (абс. отметки 210—240 м). В районе Бийска флювиогляциальные валунные пески, связанные с этим оледенением, наблюдаются в основании разреза сложнопостроенной бийской террасы высотой 60 м, где они залегают с размывом на верхнемонастырских илах.

Отложения второго среднелейстоценового межледниковья в опорном обнажении у г. Бийска представлены песками средней части разреза бийской террасы мощностью 5—10 м, содержащими остатки млекопитающих и моллюсков. Из этих песков, в кровле которых наблюдается погребенная почва, получены лесостепные спорово-пыльцевые спектры.

К отложениям второго среднелейстоценового ледниковья в районе Бийска отнесены верхние аллювиальные пески и суглинки бийской террасы мощностью 10—15 м, залегающие под второй погребенной почвой, ниже которой имеется термолюминесцентная датировка $113 \pm 13,2$ тыс. лет. Эти отложения охарактеризованы остатками млекопитающих и моллюсков, в том числе холодолюбивого *Gyraulus gredleri* Gredl. и его разновидностей, а также спорово-пыльцевыми спектрами, отличающимися сокращением пыльцы древесных пород при сохранении доминирующей роли ели и увеличением пыльцы степных растений.

В Салаире осадки среднего плейстоцена представлены аллювием IV надпойменной террасы (30—45 м), делювиально-пролювиальными, аллювиально-делювиальными и озерно-аллювиальными образованиями верхнекраснодубровской и верхнебезменовской подсвет мощностью до 30—45 м.

В Новосибирском Прпобье четырем горизонтам среднего плейстоцена соответствуют шипуновский педокомплекс, чулымский покров лёссовых отложений, койнинхинский педокомплекс и сузунский покров лёссовых отложений (Зыкина и др., 1981).

Шипуновский педокомплекс мощностью до 3,5 м состоит из трех сближенных хорошо развитых почв лесостепного типа. Его стратотипом является карьер у с. Шипуново на левобережье р. Бердь. Там же расположен стратотип чулымского покрова лёссовидных суглинков мощностью 4—6 м. Залегающий выше по разрезу койнинхинский педокомплекс мощностью 1,5—2,5 м включает две хорошо развитые полигенетические почвы. Стратотип его находится в карьере близ ст. Ложок на междуречье рек Шипуни и Койнихи (левые притоки р. Берди). Здесь же расположен стратотип сузунского покрова лёссовых отложений мощностью до 6 м, в которых обнаружены остатки грызунов *Myospalax myospalax* Laxm., *Alactagulus* и *Pygerethmus*.

Первой половине среднего плейстоцена в Кузбассе, по данным С. В. Николаева и др., соответствуют аллювиальные (в нижней части

местами обратно намагниченные) суглинки с прослоями песков и погребенными почвами кедровской свиты мощностью до 30 м. Установленные в них спорово-пыльцевые спектры характеризуют для нижней части свиты лесостепные условия с участием широколиственной растительности, для средней — лесостепные и лугово-степные для ее верхней части. В отложениях кедровской свиты обнаружены остатки млекопитающих и остракоды.

С максимальным среднеплейстоценовым оледенением в Кузбассе, возможно, связано формирование валунной толщи мощностью до 10 м, обнаруженной в 6 км к северо-востоку от г. Гурьевска на абс. высотах 225—235 м (Кузьмин, Рогов, 1970). Эти отложения, видимо, были образованы ледниками Кузнецкого Алатау или Горного Алтая.

В эпоху второго среднеплейстоценового межледниковья в Кузбассе, по-видимому, сформировались аллювиальные пески, супеси, суглинки и галечники мощностью 10 м IV надпойменной террасы (50—60 м), содержащие остатки фауны млекопитающих, остракод, лесостепные спорово-пыльцевые спектры. В конце среднего плейстоцена в Кузбассе начали накапливаться делювиально-пролювиальные отложения бачатской свиты.

В Кузнецком Алатау в среднем плейстоцене, вероятно, происходило накопление аллювия надпойменных террас среднего комплекса высотой 80—120 м и ледниковых отложений (наиболее древних из известных в этом районе).

В Минусинских впадинах с эпохой первого среднеплейстоценового межледниковья связано формирование средней части аллювиальной толщи VII (торгашинской) надпойменной террасы Енисея (80—120 м), представленной суглинками, супесями, песками и глинами мощностью 10—20 м, охарактеризованными лесостепными спорово-пыльцевыми спектрами. В наступившую затем ледниковую эпоху произошло накопление супесей, песков, галечников верхней части аллювиальной толщи торгашинской террасы и аллювия VI (собакинской) надпойменной террасы (60—80 м) мощностью 20—30 м, содержащих в основном лесотундровые спектры. С этим временем в бассейне рек Казыра и Кизпра, а также у подножия Западного Саяна связано образование ледниковых осадков, представленных преимущественно эрратическими валунами, а в перигляциальных районах — нижней части толщ лёссовых отложений, в базальных супесчаных горизонтах которых (возможно еще принадлежащих межледниковью) обнаружены остатки *Mammuthus chosaricus* Dubrovo.

Второму среднеплейстоценовому межледниковью в Минусинских впадинах, по-видимому, соответствуют аллювиальные галечники и пески мощностью 5—15 м, слагающие нижнюю часть разреза V (лагерной) надпойменной террасы (35—60 м), из которых известны находки млекопитающих и лесостепные спорово-пыльцевые спектры с примесью пыльцы широколиственных пород. С последней ледниковой эпохой среднего плейстоцена связано накопление верхней суглинисто-песчаной (с прослоями валунно-галечников) аллювиальной толщи лагерной террасы мощностью 5—10 м, охарактеризованной северотаежными спорово-пыльцевыми спектрами. В бассейне рек Казыра и Кизира в это время происходило накопление ледниковых и водно-ледниковых отложений.

В Западном Саяне и хр. Танну-Ола самым древним образованием среднего плейстоцена являются в основном эрратические валуны, оставленные ледниками алашского оледенения (Шорыгина, 1960). В Хемчикской и Убанурской впадинах им синхронны щебнисто-галечные отложения континентальных дельт мощностью 5—10 м. С эпохой второго среднеплейстоценового межледниковья, по-видимому, связаны озерные и пролювиальные песчано-глинистые отложения чингекатской толщи мощностью 5—10 м, в которой установлены лесостепные спорово-пыльцевые спектры, отражающие три фазы развития растительности (Матвеева, 1960). В средней фазе отмечается максимальное количество

пыльцы ели. Второе среднелепистоценовое ледниковье представлено моренами толайтинского оледенения мощностью 10—30 м (Ефимцев, 1961) и разновозрастными с ними аллювиально-пролювиальными отложениями континентальных дельт и аллювием террас среднего комплекса.

В Восточном Саяне, Тоджинской впадине, хр. Академика Обручева и хр. Сангилен к отложениям первого среднелепистоценового межледниковья относятся аллювиальные и вулканогенные образования. В долине Большого и Малого Енисея первым из них соответствуют погребенные под моренами улугхемского оледенения пески и галечники эрбекской свиты мощностью более 10 м. В горах близкий к ним возраст имеет аллювий террас высотой 90—120 м. В Тоджинской впадине в эпоху первого межледниковья была сформирована основная часть вулканогенной толщи, представленной в основном оливиновыми базальтами, реже туфобрекчиями и туфами базальтов мощностью до 250 м (Гросвальд, 1965).

К образованиям второго среднелепистоценового ледниковья относятся преимущественно валунно-галечные морены улугхемского оледенения мощностью 15—20 м с ребристым и сетчато-ячеистым рельефом. Они развиты на левобережных и правобережных участках долины Большого и Малого Енисея между селами Шагонар и Бельбей на расстоянии почти 250 км и на высоте примерно 15—40 м над урезом воды этих рек. Улугхемским моренам, по-видимому, синхронна основная часть озерно-ледниковых песков, наблюдающихся на склонах долин указанных рек и у их подножия.

К отложениям второго среднелепистоценового межледниковья возможно относится песчано-галечный аллювий локально развитых цокольных террас, вырезанных в моренах улугхемского оледенения и имеющих высоту 10—15 м. В Тоджинской впадине им, вероятно, соответствуют галечники мощностью более 2 м, залегающие в основании обнажения Мерзлый Яр, что подтверждается известными из них находками остатков длиннорогого бизона и других представителей верхнепалеолитического комплекса (Гросвальд, 1965; Ямских, 1969, 1972).

Образования второго среднелепистоценового ледниковья в бассейне Малого Енисея представлены глыбово-галечно-валунными моренами кахемского оледенения (Гросвальд, 1965), а в Тоджинской впадине — коррелятными им моренами торахемского оледенения (Б. А. Борисов, Е. А. Минина, 1973 г.; Б. А. Борисов, Л. С. Миляева, 1973 г.). Кахемское (торахемское) оледенение по своим размерам уступало улугхемскому, но было больше первого позднепалеоценового азасского оледенения.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Верхнепалеоценовые отложения имеют в Алтае-Саянской области широкое распространение и подразделяются на четыре горизонта.

В Зайсанской впадине первой половине верхнего плейстоцена соответствуют пески беломогильской свиты (Селиверстов, 1961) мощностью 10—15 м, образующие покров озерных террас высотой 8—30 и 20—35 м. В низовьях Черного Иртыша они замещаются озерно-аллювиальными песками мощностью 5—20 м позднепалеоценовой дельты этой реки. В окраинных частях впадины с ними сопоставляются щебнисто-галечные супеси, суглинки, пески, а также валунно-галечники и перекрывающие их местами лёссовидные отложения мощностью 10—35 м, слагающие предгорные шлейфы, континентальные дельты и речные террасы высотой 10—25 и 20—35 м.

Со второй половиной позднего плейстоцена в Зайсанской впадине связано накопление песков и галечников бархотской свиты (Селиверстов, 1961) с остатками фауны моллюсков, слагающих озерную террасу высотой 3—8 м, и коррелятных им осадков другого генезиса. В верх-

ней части разреза озерных отложений отмечаются мерзлотные деформации (Ю. П. Селиверстов, Б. А. Борисов, 1962 г.).

В Юго-Западном Алтае к верхнему плейстоцену относятся аллювиальные галечники, пески, супеси и суглинки II (курчарская свита) и I (тентекская свита) надпойменных террас Иртыша и его притоков мощностью соответственно 5—15 и 2—8 м, охарактеризованных многочисленными остатками млекопитающих и моллюсков, реже остракод. В стратотипах этих отложений у с. Курчар (низовья р. Чар) и у развалин аула Мечеть (низовья р. Тентек) в верхней части аллювиальных толщ II и I террас обнаружены фауноносные горизонты с остатками грызунов (Поздний кайнозой Кайнозойского Прииртышья, 1973).

В эпохи ледниковий позднего плейстоцена в Юго-Западном Алтае были сформированы морены нескольких стадий катонкарагайского — катонского, по Ю. П. Селиверстову (1958 г., 1961) оледенения. В перигляциальной зоне в период первого ледниковья позднего плейстоцена одновременно с накоплением верхней части аллювия II надпойменной террасы происходило образование лёссовых отложений третьей генерации мощностью 2—5 м (Чумаков, 1965), а во время второго — эоловых песков мощностью 20—40 м.

В Горном Алтае самыми древними образованиями верхнего плейстоцена являются маломощные (2—15 м) озерно-ледниковые пески Курайско-Чуйского водоема, возникшего в период деградации второго среднеледникового оледенения в результате подпруды талых вод льдами Чибитского выводного ледника Башкаусско-Чулышманского водоема, занимавшими западную часть Курайской впадины.

Аналогичный подпрудный водоем, связанный с Аргутским ледником, существовал вплоть до начала первого позднеплейстоценового межледниковья в Уймонской впадине и ниже по течению р. Катунь. Напротив устья р. Аккем и ниже ее на левобережье р. Катунь в обрывах высотой 30—35 м обнажаются озерно-ледниковые суглинки этого водоема, содержащие отпечатки листьев березы, тополя, ивы и другие древесные остатки. В суглинках выделены спорово-пыльцевые спектры, отличающиеся преобладанием древесных форм, среди которых доминирует пыльца кедра, ели и пихты (Богачкин, 1981). В восточной части Курайской впадины после спуска вод Курайско-Чуйского подпрудного озера образовались аллювиальные валунно-галечники куэختанарской свиты мощностью до 4 м, слагающие аккумулятивный покров правобережной террасы р. Чуи высотой 15—20 м. В районе устья р. Куэختанар отложения этой свиты залегают между моренами чуйского и чибитского оледенений.

Первому позднеплейстоценовому ледниковью в Горном Алтае соответствуют валунно-глыбовые морены чибитского (раннеартыбашского) оледенения мощностью 15—50 м (И. Г. Гранэ, 1915 г.; Щукина, 1960). В опорном разрезе на р. Чаганузун из чибитской морены, перекрывающей морену чуйского оледенения, имеются термолюминесцентная датировка $58 \pm 6,7$ тыс. лет и спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладает пыльца кустарниковой березы, эфедры и маревых. Наиболее широкое распространение морены чибитского оледенения наблюдается в бассейне рек Башкауса, Чулышмана и Телецком грабене, где располагался Башкаусско-Чулышманский ледоём площадью около 20 000 км² с мощностью льда до 2 км.

Отложения второго позднеплейстоценового межледниковья представлены в районе опорного разреза Чаган озерно-ледниковыми ленточными илами бельтирской свиты, состоящей из вложенных друг в друга пачек суммарной мощностью более 30 м. Эта толща сформировалась в цунговом бассейне, образовавшемся после отступления ледников чибитского оледенения. Из обнажений близ с. Бельтир из илов известны термолюминесцентная (32 ± 4 тыс. лет) и радиоуглеродная ($25 \pm 0,6$ тыс. лет) датировки и спорово-пыльцевые спектры лесного, лесостепного и тундростепного типов. В составе древесных пород в спект-

рах преобладает береза, а среди травянистых растений — вересковые и разнотравье. В составе спор доминируют папоротники и сфагновые мхи (Разрез новейших отложений Алтая, 1978; Окишев и др., 1978). Одновозрастные межледниковые образования сохранились и в других местах Горного Алтая (плато Укок, Джулукульская впадина и др.), где они также представлены озерно-ледниковыми, реже аллювиальными и озерно-аллювиальными маломощными (3—4 м) отложениями, залегающими на морене чибитского оледенения. В них установлены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы травянистых растений. Среди древесных доминирует пыльца сосны, кедра, пихты и ели. В среднегорной и низкогорной зонах Горного Алтая с последним позднеплейстоценовым межледниковьем связано формирование аллювия террас высотой до 15 м.

Второму позднеплейстоценовому ледниковью в Горном Алтае соответствуют аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, озерно-ледниковые, обвальные, коллювиально-солифлюкционные, флювиогляциальные и ледниковые отложения, образовавшиеся в эпоху аккемского (позднеартыбашского) оледенения, которое по сравнению с чибитским имело значительно меньшие размеры (И. Г. Гранэ, 1915 г.; Л. А. Варданянц, 1938 г.; Щукина, 1960). В районе опорного разреза на р. Чаганузун конечная морена этого оледенения надвинута на илы бельтирской свиты.

В низовьях рек Катунь и Бий в течение позднего плейстоцена сформировались субэральные лёссовые отложения, перекрывающие аллювий бийской террасы и осадки более низких террас, которым О. М. Адамко (1963 г., 1974) присвоены географические названия. Все террасы характеризуются многочисленными находками остатков фауны млекопитающих, моллюсков, остракод, а также спор, пыльцы, плодов и семян растений.

К первой половине верхнего плейстоцена в долине р. Бий условно отнесены аллювиальные суглинки, пески и галечники мощностью 10—40 м бехтемирской надпойменной террасы (35—45 м), из которых в стратотипе у с. Станица Бехтемирская выявлены лесные и лесостепные спорово-пыльцевые спектры в нижней части разреза и лесостепные — в верхней. Аналогичные комплексы установлены по семенным флорам. Сходные межледниковые лесные спектры известны из нижней части торфяников енисейской толщи (Щукина, 1960). Одновременно с накоплением верхней части аллювия бехтемирской террасы в районе г. Бийска и с. Сростки происходило формирование нижних горизонтов субэральных образований, имеющих термомлюминесцентные датировки соответственно $54,6 \pm 6$ и $52,3 \pm 6$ тыс. лет.

Ко второму позднеплейстоценовому межледниковью относятся аллювиальные пески, супеси, глины и торфяники III надпойменной (енисейской) террасы (до 20—30 м), в которых установлены лесостепные спорово-пыльцевые спектры и получено несколько датировок по ^{14}C от 25,9 до 46,2 тыс. лет. В разрезах субэральных отложений этому аллювию, видимо, соответствуют горизонты почв. В районе с. Сростки один из прослоев гумусированных суглинков имеет датировку по ^{14}C $26 \pm \pm 0,8$ тыс. лет.

Со вторым позднеплейстоценовым ледниковьем в долине р. Бий связано образование аллювиальных песков, супесей, суглинков и галечников II надпойменной (талицкой) террасы (14—18 м) и песков и супесей I надпойменной (песчанской) террасы (8—11 м). Аллювий этих террас охарактеризован лесостепными и лесными спорово-пыльцевыми спектрами и датировками по ^{14}C в интервале 12,6—22,4 тыс. лет. Одновременно происходило формирование верхних горизонтов субэральных отложений. В нижнем течении долины р. Иши (правого притока р. Катунь) к эпохе последнего ледниковья позднего плейстоцена относятся озерно-аллювиальные осадки наиболее высокой III надпойменной (ншинской) террасы (20—25 м) и вложенный в них аллювий цокольных

надпойменных террас высотой 15, 10 и 5 м. Из доколя ишинской террасы получены датировки по ^{14}C $39,9 \pm 3,1$; $39,6 \pm 1,2$ и $35,4 \pm 0,7$ тыс. лет, а из вышележащего аллювия на высоте 2—2,5 м над урезом воды имеются датировки $21,66 \pm 0,18$ тыс. лет, еще выше — четыре датировки в интервале 20—16 тыс. лет (Зубаков, 1972; Адаменко, 1974; Панычев, 1979). Таким образом, в долине р. Иши второму позднеплейстоценовому межледниковью (ишинскому, по Е. Н. Щукиной, 1960) соответствуют лишь отложения доколя ишинской террасы, а осадки самой террасы накапливались в последующее ледниковье в озерном бассейне, возникшем вследствие подпруды р. Иши в нижнем течении береговой морены ештыккольского оледенения.

В Салаире в долинах рек с первой половиной позднего плейстоцена связано формирование аллювия III надпойменной террасы, а со второй половиной — II и I, имеющих высоту соответственно 20—35, 10—25 и 7—11 м. Из осадков двух низких террас известны датировки по ^{14}C 37,1 и 12,8 тыс. лет. На водоразделах в течение позднего плейстоцена происходило накопление субаэральные покровных отложений и почв.

В Новосибирском Приобье в течение позднего плейстоцена сформировались бердский, искитимский, суминский педокомплексы и разделяющие их тулинский, ельцовский и баганский покровы лёссовых отложений. Стратотипы этих субаэральные образований располагаются близ ст. Ложок (на междуречье Шипунихи и Койнихи), за исключением суминского педокомплекса и баганского покрова лёссовых отложений, опорные разрезы которых находятся в районе стоянки древнего человека Волчьа грива в Каргатском районе Новосибирской области (Зыкина и др., 1981).

Бердский педокомплекс, образовавшийся в первое позднеплейстоценовое межледниковье, имеет мощность до 3 м и включает две сближенные почвы, из которых более мощная нижняя — лесостепного типа, а верхняя, разбитая трещинами усыхания, — степного.

Тулинский покров лёссовых отложений, соответствующий эпохе первого позднеплейстоценового ледниковья, представлен в основном легкими суглинками мощностью до 4 м.

Искитимский педокомплекс мощностью до 1,5 м был сформирован в течение второго позднеплейстоценового межледниковья и в начале последующего ледниковья. Он состоит из двух почв, содержащих остатки фауны крупных и мелких млекопитающих и имеющих несколько датировок по ^{14}C в интервале 19,4—33,1 тыс. лет. Местами прослеживается еще одна (верхняя) слабо развитая почва.

С последним ледниковьем позднего плейстоцена в Новосибирском Приобье связано образование ельцовского покрова лёссовых отложений суминского педокомплекса (0,5 м), содержащего остатки фауны млекопитающих и датированного по ^{14}C 14,2 тыс. лет, и баганского покрова лёссовых отложений (1,5 м).

В Кузбассе в первое межледниковье позднего плейстоцена в долинах рек происходило формирование 15-метровой толщи аллювиальных галечников, песков и илов III надпойменной террасы (35—40 м), содержащей остатки фауны млекопитающих, степные и лесостепные спорово-пыльцевые спектры. В это же время на водоразделах имело место образование делювиально-пролювиальных суглинков и почв средней части разреза бачатской свиты, верхняя часть которой была сформирована уже в последующее ледниковье.

Второму позднеплейстоценовому межледниковью в долинах рек Кузбасса соответствует 10-метровая толща аллювиальных галечников, песков и илов II надпойменной террасы (17—30 м), охарактеризованная находками остатков фауны млекопитающих и остракод. В них установлены лесостепные и лесные спорово-пыльцевые спектры и получены датировки по ^{14}C в интервале 27,7—36,5 тыс. лет. В пределах водоразделов с этими отложениями сопоставляются аллювиальные суглинки,

супеси и пески краснобродской свиты мощностью до 15 м, содержащие остатки млекопитающих и имеющие датировки по ^{14}C от 44,7 до 45 тыс. лет. В отложениях верхней части краснобродской свиты обнаружены мерзлотные деформации.

Второму позднеплейстоценовому ледниковью в Кузбассе соответствует основная часть аллювиальных галечников, песков и илов мощностью до 8 м I надпойменной террасы (10—15 м). В них встречены остатки фауны млекопитающих и установлены спорово-пыльцевые спектры полынных степей и заболоченных березовых лесов с разнотравьем. На водоразделах этим отложениям синхронна большая часть толщи субаэральных суглинков с горизонтами почв еловской свиты мощностью до 10 м. В ней известны находки остатков млекопитающих.

В Кузнецком Алатау с поздним плейстоценом связано формирование аллювия террас высотой 10—40 м, ледниковых и других отложений.

В Минусинских впадинах к первому позднеплейстоценовому межледниковью отнесены аллювиальные галечники, пески, суглинки и супеси IV (березовской) надпойменной террасы Енисея (25—35 м), содержащих остатки млекопитающих, орудия позднего палеолита (ориньяк?) и охарактеризованных лесными спорово-пыльцевыми спектрами.

Первому позднеплейстоценовому ледниковью в восточном горном обрамлении Минусинских впадин отвечают хорошо выраженные в рельефе галечно-валунно-суглинистые морены, наиболее широко развитые в районе Можарских озер и имеющие здесь мощность 20—25 м. В долине Енисея в это время были сформированы нижние горизонты галечного аллювия III (красноярской) надпойменной террасы (15—25 м), местами нарушенные мерзлотными деформациями. В них известны находки фауны млекопитающих и установлены спорово-пыльцевые спектры северной тайги.

Со вторым позднеплейстоценовым межледниковьем в Минусинских впадинах связано накопление верхних горизонтов аллювия красноярской террасы, представленного супесями, суглинками, песками, реже галечниками мощностью 5—10 м. В этих отложениях обнаружены остатки млекопитающих, орудия позднего палеолита, спорово-пыльцевые спектры южной тайги с примесью широколиственных пород и дана датировка по ^{14}C более 46 тыс. лет.

Последнему позднеплейстоценовому ледниковью в Минусинских впадинах соответствуют аллювиальные галечники, пески, супеси, суглинки I и II (ладейской) надпойменных террас высотой соответственно 4—8 и 8—12 м и коррелятные им отложения другого генезиса. На поверхности многих из них (за исключением эоловых песков, делювиально-солифлюкционных отложений и одновозрастного с ними аллювия I террасы) так же, как и на более древних образованиях плейстоцена, в пределах почти всей территории впадин развиты полигональные грунты. Отложения конца позднего плейстоцена в различных участках Минусинских впадин охарактеризованы остатками фауны млекопитающих, лесостепными, тундровыми и степными спорово-пыльцевыми спектрами. Из них получено также несколько датировок по ^{14}C в интервале 11,3—20,9 тыс. лет.

В Западном Саяне и хр. Танну-Ола условно выделяются отложения, соответствующие всем основным подразделениям верхнего плейстоцена. К первому позднеплейстоценовому межледниковью отнесен валунно-галечный аллювий мощностью 3—5 м террасового комплекса высотой до 50 м, охарактеризованный таежными спорово-пыльцевыми спектрами.

С первым позднеплейстоценовым ледниковьем связано образование глыбово-валунных морен карахольского оледенения (Ефимцев, 1961) мощностью до 100 м. В Убсанурской и Хемчикской впадинах с этими моренами условно сопоставляются аллювиально-пролювиальные щебнисто-галечные супеси и суглинки, слагающие континентальные дельты и конусы выноса, которые в долинах рек замещаются аллювием

II надпойменной террасы высотой 10—20 м. Возможно, что накопление этих отложений так же, как и нижних горизонтов аллювия II террасы, началось здесь еще в эпоху предшествующего межледниковья.

Образования второго позднеплейстоценового межледниковья установлены лишь в немногих участках Западного Саяна и хр. Танну-Ола. В основном это маломощные (2—5 м) аллювиальные валунно-галечные осадки цокольных террас высотой до 15 м, вырезанных в моренах карачольского оледенения, и озерно-ледниковые илы, супеси и пески мощностью 10—15 м, сходные с отложениями бельтирской свиты Горного Алтая.

Со вторым позднеплейстоценовым ледниковьем связано формирование валунно-глыбовых морен чульчинского оледенения (Ефимцев, 1961) мощностью 10—30 м. В Убсанурской и Хемчикской впадинах к этому времени условно отнесены маломощные (3—6 м) аллювиально-пролювиальные щебнисто-галечно-песчаные отложения низко расположенных конусов выноса и континентальных дельт, аллювиальные пески, галечники и супеси I надпойменной террасы, а также озерные и эоловые отложения (2—5 м).

В Восточном Саяне, Тоджинской впадине, хр. Академика Обручева и хр. Сангилен образования первого позднеплейстоценового межледниковья представлены аллювием 60-метровой цокольной террасы, развитой на правобережье р. Хамсары в 8—9 км выше устья р. Чаваш. Цоколь террасы сложен мореной второго среднеплейстоценового оледенения. Валунно-галечный с прослоями песков аллювий террасы мощностью 35 м охарактеризован таежными и степными спорово-пыльцевыми спектрами. Верхние его горизонты несут следы мерзлотных смятий (Ямских, 1972).

К первому позднеплейстоценовому ледниковью в этом районе относятся широко развитые (особенно в бассейне рек Казыра, Кизира и Тоджинской впадине) глыбово-галечно-валунные морены азасского оледенения мощностью 10—50 м, характеризовавшегося развитием крупных ледоемов (Гросвальд, 1965; Б. А. Борисов, Е. А. Минина, 1973 г.; Б. А. Борисов, Л. С. Миляева, 1973 г.), и коррелятные им отложения другого генезиса.

Второму позднеплейстоценовому межледниковью, по-видимому, соответствует песчано-галечный аллювий 10—20-метровой террасы р. Харал, содержащий остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса.

Со вторым позднеплейстоценовым ледниковьем связано формирование водно-ледниковых осадков и морен башхемского оледенения, а также аллювиальных, аллювиально-делювиальных, аллювиально-пролювиальных, озерных, эоловых и других образований мощностью 5—50 м. В них известны находки фауны млекопитающих, выявлены таежные и степные спорово-пыльцевые спектры и получены датировки по ^{14}C в интервале 10,4—18,8 тыс. лет.

* * *

Как показывает анализ местных стратиграфических схем эоплейстоцена и плейстоцена Алтае-Саянской области, рассматриваемый регион изучен неравномерно, а в некоторых районах — недостаточно. Так, например, в Кузнецком Алатау условно выделяются даже основные стратиграфические подразделения плейстоцена. Недостаточная степень изученности региона в целом связана с тем, что в большинстве его районов не проводилось специальных исследований четвертичных отложений и их картирование.

Данные, использованные для составления местных стратиграфических схем и их корреляции, в основном заимствованы из работ отдельных авторов, проводивших преимущественно региональные маршрутные исследования. Среди них существуют принципиальные разногласия

по целому ряду важных вопросов (о количестве, размерах, возрасте оледенений, генетической диагностике отложений, нижней границе плейстоцена и др.).

Значительные затруднения, возникающие при детальном расчленении и корреляции выделенных стратиграфических подразделений, обусловлены отсутствием монографического описания палеонтологических коллекций. Последние, как и многие материалы палеомагнитных и геохронологических исследований, не имеют точной геологической привязки к разрезам.

Имеющиеся успехи в разработке местных стратиграфических схем четвертичных отложений для отдельных районов Алтае-Саянской области (Горный Алтай, Юго-Западный Алтай и др.) достигнуты благодаря комплексному характеру исследований и применению, наряду с биостратиграфическими методами, геохронологического, палеомагнитного, геоморфологического, палеопедологического и др. Однако ряд перспективных методов используется еще недостаточно. Так, например, палеопедологический метод, оказавшийся весьма эффективным при изучении субэаральных толщ Новосибирского Приобья, практически еще не применялся в Рудном Алтае, Кузбассе, Минусинских впадинах, где лёссовые отложения имеют широкое распространение.

Задачи дальнейшего изучения четвертичных отложений Алтае-Саянской области касаются широкого круга проблем. Среди них одной из наиболее важных является проблема нижней границы четвертичной системы, поскольку в большинстве районов региона (за исключением Зырянской впадины Рудного Алтая и Чуйской впадины Горного Алтая) отложения верхнего плиоцена, эоплейстоцена и нижнего плейстоцена выделяются как нерасчлененные. В связи с этим в настоящее время большинство исследователей сугубо условно проводит в разрезах границу между неогеновой и четвертичной системами по смене красноцветной и буроцветной окраски отложений на сероцветную.

Для решения этого и других стратиграфических вопросов необходимо продолжить работы по изучению опорных разрезов эоплейстоцена и плейстоцена на реках Чаганузун, Бия, Катунь (Горный Алтай), Большой и Малый Енисей (Тувинская котловина).

Весьма перспективным районом для пополнения палеонтологических коллекций и выделения региональных руководящих фаунистических комплексов для отложений эоплейстоцена и плейстоцена является Кузбасс, где в последнее время ведутся большие вскрышные работы в области развития субэаральных толщ, содержащих довольно многочисленные остатки фауны крупных, мелких млекопитающих и другие органические остатки.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Четвертичные отложения Сибирской платформы рассматриваются в границах ее тектонической структуры, близко совпадающей с границами крупных морфоструктур — Среднесибирского плоскогорья, Алданского нагорья и Центральнаякутской низменности.

В большинстве случаев указанные границы совпадают с зонами глубинных разломов и подчеркиваются орографическими контрастами пограничных регионов. Максимальные мощности четвертичных осадков и наиболее широкое их распространение отмечены на востоке Сибирской платформы в пределах Центральнаякутской низменности (абс. отметки 50—120 м), особенно в той ее части, в которой расположена Нижнеалданская впадина.

Систематическое стратиграфическое изучение четвертичных отложений практически началось с работ С. В. Обручева 1917—1924 гг. (С. В. Обручев, 1932—1934 гг.) и Н. Н. Урванцева (1931 г.). В 30-х годах некоторые стратиграфические материалы были получены по территории северо-запада Сибирской платформы (экспедиция Арктическо-

го института Главсевморпути). Однако быстрое пополнение сведений по стратиграфии четвертичных отложений началось со второй половины 40-х годов. Обширные данные по стратиграфии четвертичных отложений были получены в результате исследований В. Н. Сакса, С. А. Стрелкова, А. П. Пуминова, М. Т. Кирюшиной, В. В. Ермолова, С. А. Троицкого, Г. Ф. Лунгерсгаузена, М. Н. Благовещенской, Л. Л. Исаевой, Г. М. Покровского, Н. И. Гогиной, С. А. Гаркуши, И. М. Фердмана, Б. Н. Леонова, В. В. Колпакова, Н. В. Кинд, И. А. Шофман, М. Н. Алексеева, Э. И. Равского, С. М. Цейтлина, В. Ю. Малиновского, И. И. Краснова, С. В. Эпштейна, С. Ф. Козловской, С. Г. Мирчинк, А. А. Макаровой, Е. Я. Синюгиной, Н. А. Логачева, С. А. Лаухина, В. А. Зубакова, С. П. Горшкова, С. А. Архипова, В. В. Фениксовой и др.

По стратиграфии четвертичных отложений отдельных регионов Сибирской платформы опубликован ряд крупных работ: Э. И. Равского (1959, 1964 г., 1972 г.) по югу Тунгусской синеклизы и Приангарья; коллектива авторов-геологов НИИГА о четвертичных отложениях Советской Арктики (1959 г.) под ред. В. Н. Сакса и С. А. Стрелкова; М. Н. Алексеева (1961 г., 1978), М. Н. Алексеева и др. (1962) по Вилюйской впадине и долине Нижней Лены; С. М. Цейтлина (1964) по бассейну Нижней Тунгуски; Н. А. Логачева и др. (1964 г.) по Иркутскому амфитеатру; С. А. Архипова (1960, 1964 г.) и Н. В. Кинд (1974 г.) по Приенисейской Сибири; Э. А. Вангенгейм (1961, 1977) по фауне крупных млекопитающих; С. М. Цейтлина (1979) по геологии палеолита и др.

Изучением флоры четвертичного периода занимались М. П. Гричук, П. И. Дорофеев, Т. Д. Боярская, Р. Е. Гитерман, Т. П. Левина, Л. В. Голубева, О. В. Матвеева, М. Н. Караваев, А. М. Лисун, М. М. Пахомов, А. И. Попова, Ю. М. Трофимов, М. В. Никольская и др. Изучением фауны занимались А. К. Агаджанян, Э. А. Вангенгейм, В. Ф. Гончаров, И. А. Дуброво, П. А. Лазарев, А. И. Мотузко, Б. С. Русанов, Л. Н. Иваньев и др.

Основы стратиграфического расчленения четвертичных отложений северо-запада Сибирской платформы были разработаны В. Н. Саксом (1948, 1953 г.). В настоящем очерке принято более детализированное расчленение четвертичных отложений. Некоторые наименования горизонтов заимствованы из схем Западной Сибири, но главнейшие подразделения остались теми же, какими они были выделены В. Н. Саксом. При проведении Государственной геологической съемки в масштабе 1 : 200 000 в связи со спецификой местных условий потребовалось создание местных стратиграфических схем.

В 1964 г. на Межведомственном стратиграфическом совещании в Новосибирске была разработана унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденная в 1966 г. МСК.

В 1979 г. Сибирским региональным МСК была предложена новая детализированная схема стратиграфии четвертичных отложений Сибирской платформы, сопоставление с которой приводится в настоящем очерке (прил. IX).

Четвертичные отложения рассматриваемого региона отражены на карте четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000 под ред. Г. С. Ганешина (1959 и 1969 г.) и масштаба 1 : 2 500 000, на геологических картах западной части Якутской АССР и Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1 : 1 500 000, на карте четвертичных отложений Советской Арктики масштаба 1 : 2 500 000 под ред. В. Н. Сакса и С. А. Стрелкова. Крупную сводную работу представляет также Геоморфологическая карта Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000, составленная Е. И. Корнутовой, И. И. Красновым и В. Б. Соколовой в 1959 г.

Изученность четвертичных отложений Сибирской платформы довольно слабая. Остается еще спорным ряд важных вопросов четвер-

тичной стратиграфии (положение нижней границы четвертичной системы, возраст и стратиграфическое положение некоторых ледниковых образований, хронология аллювиальных накоплений и др.). Одной из причин недостаточной ясности стратиграфической позиции некоторых слоев является весьма слабая изученность комплексов фауны млекопитающих. В настоящее время на Сибирской платформе выделены алданская и вилюйская фауны, фауна с элементами хазарского комплекса и верхнепалеолитическая фауна, но хронологические рамки алданской, вилюйской и хазарской фаун еще точно не определены. Это объясняется редкостью находок фауны, а также их недостаточно точной геологической привязкой.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Изложению стратиграфии четвертичной системы здесь предшествует краткое описание стратиграфии верхнего неогена — плиоцена. Необходимость рассмотрения верхнего плиоцена объясняется отсутствием строгого и научно обоснованного положения плиоцен-четвертичной границы.

ПЛИОЦЕН

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН

Плиоценовые отложения на Сибирской платформе пока выявлены в очень небольшом количестве пунктов. Их палеонтологическая характеристика весьма бедна, поэтому в некоторых местах плиоценовый возраст устанавливается лишь предположительно.

В пределах правобережья Енисея, на Енисейском кряже и в Нижнем Приангарье плиоценовые отложения были выделены К. В. Боголеповым (1957 г.) в низовьях Ангары под названием асташевской свиты и представлены пестроцветными глинами и суглинками с подчиненными прослоями песков и галечников.

В пределах Енисейского кряжа, по мнению К. В. Боголепова, «асташевская свита сложена охристыми и красновато-бурыми супесями, суглинками и песчанистыми глинами, большей частью переполненными гравием и обломками стяжений и корок лимонита и железистых песчаников» (1957, с. 72), переотложенных из подстилающих пород кирнаевской свиты миоцена. В асташевской свите доминируют аллювиальные фации. Мощности отложений плиоцена обычно составляют 5—12 м, реже 20 м. Рассматриваемые образования отнесены к плиоцену условно — по залеганию их выше миоцена.

В пределах Тунгусской синеклизы к верхнеплиоценовым отложениям относятся разнообразные по генезису отложения, имеющие красноцветную окраску, вверх по разрезу осветляющиеся и приобретающие охристую окраску.

В низовье Нижней Тунгуски и некоторых ее притоков красноцветные верхнеплиоценовые отложения встречаются в виде отдельных небольших выходов в верхних частях склонов долин. Сохранившиеся фрагменты этих отложений представлены крупнозернистыми уплотненными песками с гравием и галькой стойких пород.

В среднем Приангарье к плиоценовым, видимо, следует отнести красноцветные и белочетные осадки в Ангаро-Илимском районе, слагающие аллювий IX надпойменной террасы Ангары (Равский, 1972) высотой 110—120 м. Их белочетная окраска, вероятно, связана с переотложением материала более древних толщ. В ряде случаев отложения IX надпойменной террасы представлены смешанными элювиально-делювиально-аллювиальными образованиями.

В пределах Иркутского амфитеатра верхнеплиоценовые отложения выявлены на Ангаро-Ленском междуречье. Это в основном буровато-

желтые, охристые и красноватые глины, рыхлые конгломераты, брекчии, пестроцветные пески делювиального, пролювиального и аллювиального генезиса. Они насыщены гидроокислами железа, иногда выполняющими роль цемента базального и порового типа (Н. А. Логачев и др., 1964 г.). Мощность отложений в отдельных выходах достигает 70 м. Н. А. Логачев отмечает также распространение этих красноцветных отложений в бассейне верхней Ангары, где ими слагаются субаэральные и аллювиальные фации террас высотой 90—100 и 120—130 м.

По налеганию красноцветных толщ на породы баяндайской свиты (миоцен — нижний плиоцен), причем иногда даже с перерывом и угловым несогласием (например, на о-ве Ольхон на оз. Байкал) устанавливается их явно послераннеплиоценовый возраст. Они формировались в условиях умеренного и сравнительно теплого климата (Н. А. Логачев и др., 1964 г.).

На том же Ангаро-Ленском междуречье над красноцветной толщей залегают осадки манзурской свиты и ангинского аллювия. Оба комплекса отложений представлены наслаиванием аллювиальных пачек: в манзурской свите это желтые и охристые пески с подчиненными им галечниками и глинами мощностью от 10 до 195 м, в ангинской толще — переслаивание косо- и горизонтально-слоистых мелких галечников и гравийных песков зелено-бурого и зелено-желтого (табачного) цвета с прослоями и линзами зеленоватых глин и иловатых суглинков мощностью не менее 10 м.

Осадки манзурской свиты и ангинского аллювия выполняют долины древней речной сети.

Исследования последних лет (Адаменко, 1975; Адаменко и др., 1980) показали, что манзурская свита и ангинский аллювий одновозрастны. О. М. Адаменко полагает, что манзурская свита — это аллювий крупных долин, образованный за счет размыва кристаллических пород Приморского хребта, а ангинский аллювий — накопления боковых притоков долин манзурского времени, размывавших верхнекембрийские песчаники и известняки Лено-Катангского междуречья. По исследованиям мелких млекопитающих (грызунов) в разрезах манзурских и ангинских толщ оказалось, что нижние части их разрезов содержат фауну позднего плиоцена (позднехапрского времени), а верхние части — позднего эоплейстоцена (позднетаманского времени), по принятой в настоящей работе стратиграфической схеме.

В разрезе Малые Голы (15 км тракта Качуг — Анга) из нижних частей цоколя 12—15-метровой террасы р. Анги получена следующая фауна мелких млекопитающих (Адаменко, 1975; Адаменко и др., 1980): *Chiroptera* fam. gen. et sp. indet., *Mustela* sp., *Desmana* sp., *Neomys* sp., *Leporidae* gen. indet., *Ochotona* sp., *Cricetulus* sp., *Villanyia lenensis* A d a m e n k o, *V. angensis* A d a m e n k o, *Mimomys* aff. *hintoni*, *M. coelodus bajkalensis* A d a m e n k o, *Cromeromys praeintermedius*, *C. sibiricus*, *Clethrionomys* ex gr. *rutilus*, *Prosiphneus* ex gr. *praetingi*, *Lemmini* gen. indet., *Mimomys reidi*. В этом списке представлены исключительно корнезубые полевки (*Villanyia* — 46 %, *Mimomys* — 41 %, *Cromeromys* — 10 %).

Сходная фауна обнаружена у с. Самодурово в нижней части разреза манзурской свиты (*Villanyia* — 40 %, *Mimomys* — 50 %). По палинологическим данным, в нижней и средней части разрезов манзурской свиты и ангинского аллювия преобладает пыльца древесных пород — ели, сосны, березы и до 6 % широколиственных пород. Среди травянистых преобладает полынь. Вероятно, существовали елово-сосновые леса и климат был относительно теплым и влажным. Такой же вывод вытекает из анализа раковин моллюсков, остракод, харовых водорослей (Попова, 1968; Равский, 1972). Особенно показательно присутствие в массовом количестве раковин *Corbicula fluminalis* — свидетеля достаточно теплого климата.

Экология грызунов нижних частей манзурской и ангинской свит не противоречит экологическим показателям, полученным по другим органическим остаткам.

По мнению Р. С. Адаменко (1975), О. М. Адаменко и др. (1980), фауна грызунов, приведенная выше, близка к лебяжинской фауне Западной Сибири и позднехепровскому комплексу мелких млекопитающих Восточной Европы.

На востоке Сибирской платформы верхнеплиоценовые (?) отложения наиболее полно сохранились лишь в Нижнеалданской впадине. Они выделяются также на равнинах в периферической северо-восточной части Вилюйской впадины.

В Нижнеалданской впадине к верхнему (?) плиоцену относятся осадки дыгдальской свиты, представленные желтоватыми глинистыми песками, вскрывающиеся в Чуйском обнажении (правый берег р. Алдан в 50 км выше устья) в центральной части Нижнеалданской впадины (М. Н. Алексеев, 1961 г.).

Вне впадин плиоценовые отложения выделены М. И. Плотниковой и др. (1963 г.) среди «водораздельных» галечников, распространенных в бассейне рек Мархи и Тюнга. В целом галечники образуют плащ, покрывающий многие сотни квадратных километров, залегающий на абс. высотах от 215 до 270 м. Плиоценовые галечники выделены в долинах рек Конончан, Чилли, Ике. Это гравийно-галечные отложения с прослоями песков, ожелезненные и окрашенные в желтый, бурый и красноватый цвета. Входящие в их состав гальки долеритов и эффузивов сильно выветрены. Мощность отложений до 6 м. В спорово-пыльцевом спектре доминирует пыльца сосен и елей при значительном содержании пыльцы березы и ольхи. В ряде проб обнаружены единичные пыльцевые зерна *Tilia*, *Corylus*, *Juglans*, *Ulmus*.

ПЛИОЦЕН-ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

На востоке Сибирской платформы к нерасчлененным плиоцен-четвертичным отложениям относятся недостаточно охарактеризованные флорой, плохо сохранившиеся или же нерасчлененные толщи большого возрастного диапазона.

К плиоцен-четвертичному возрасту М. И. Плотникова и др. (1963 г.) отнесли часть водораздельных галечников, спускающихся в долину р. Мархи и представляющих аллювий 90—105-метровой VI надпойменной террасы. Эти отложения моложе плиоценовых и древнее фаунистически охарактеризованных нижнечетвертичных. Мощность их от 2 до 10 м.

К плиоцен-нижнечетвертичным условно относятся аналоги водораздельных галечников, прослеживающиеся на север от бассейна Вилюя вдоль восточного края Среднесибирского плоскогорья. Это — остатки аллювия самых высоких нерасчлененных террас Лены и параллельных ей древних долин, сохранившихся в глубине ленского левобережья в бассейне рек Липде, Хоруонки, Хахчана, Сюнгюде, Эскита на останцовых возвышениях. Отложения представлены кварцево-кремневыми галечниками и песками мощностью до 5 м. Органических остатков в этих отложениях не обнаружено.

У северной окраины Среднесибирского плоскогорья на междуречье Оленёк и Анабар и на реках Беенчима, Кыра-Хос-Терюттях и Маят распространены ржаво-желтые и буро-коричневые галечники и зеленоватые с ржавыми выцветами глинистые пески с прослоями галечников (В. В. Жуков и др., 1968 г.). Отложения уплотнены, часто цементированы гидроокислами железа. Крупнообломочный материал состоит преимущественно из кварца и кремней с примесью обломков местных пород. Мощность до 3 м. Подошвой служат коренные породы или палеоген-неогеновая кора выветривания. Сверху налегают более молодые осадки.

На Центральноукутской низменности к плиоцен-четвертичным относятся отложения табагинской террасы. Терраса выражена лишь одним сегментом близ Якутска и нечетко ограничена от междуречной равнины, лежащей к западу от Лены. По высоте цоколя (93 м) терраса, вероятно, может рассматриваться как самая древняя между с. Покровским и устьем р. Алдан. Аллювий представлен галечником мощностью до 1 м. В галечнике обнаружена пыльца холодолюбивых растений с примесью тсуги, лещины, вяза и птерокарии.

В среднем течении Лены к плиоцен-четвертичным отложениям наиболее вероятно относить «черендейский горизонт», выделявшийся Г. Ф. Лунгерсгаузенем как древнейшее звено нижнечетвертичных накоплений. Это аллювий самой высокой (160—220 м) черендейской террасы или комплексов близких по высоте неразделенных террас среднего течения Лены. Продольный профиль террасы отражает неотектонические структуры. Спускаясь к Вилюйской синеклизе, черендейская терраса сливается с табагинской. Аллювиальный плащ террасы разрушен. Сохранились лишь пятна базального галечника или гальки, сползающие по склонам. Состав галек преимущественно кварцево-кремневый. Спорово-пыльцевые пробы обнаружили лишь единичную пыльцу холодолюбивых растений.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (АНТРОПОГЕНОВАЯ) СИСТЕМА

Стратиграфия четвертичных отложений Сибирской платформы основывается в ледниковой области на сопоставлении ледниковых и аллювиальных отложений, морфологических особенностей ледниковых комплексов и, в меньшей степени, на палеонтологических данных. Во внеледниковой области — преимущественно по террасовым аллювиальным комплексам, закономерно прислоненным один к другому, а также на основании палеонтологических данных и характеристик криогенных явлений.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Отличительной особенностью эоплейстоценовых отложений на Сибирской платформе является их почти повсеместная охристая окраска (до красных оттенков) с большим содержанием в обломочном материале устойчивых в отношении выветривания пород и минералов. Они распространены преимущественно на пониженных водоразделах и самых верхних террасовых уровнях в долинах. Палеонтологические остатки встречаются редко; в спорово-пыльцевых спектрах присутствуют представители реликтовой флоры неогена.

В долинах правобережья Енисея, низовьях Ангары отложения эоплейстоцена представлены аллювиальными образованиями, состоящими из террасы высотой 130—140 м в долине Енисея и высотой 120—135 м в долине Ангары — галечниками, песками, супесями, местами горизонтально-слоистыми глинами, выше перекрытыми суглинками. Отложения отличаются повышенным ожелезнением, что придает им красноцветную (чаще охристую) окраску. Для них характерно присутствие большого количества устойчивых к выветриванию пород и минералов (Горшков, Рыбакова, 1961; С. А. Лаухин, 1966, 1967 г.). На правобережье Енисея у с. Кузнецова С. П. Горшковым и Н. О. Рыбаковой (1961) из отложений террас выделены спорово-пыльцевые комплексы, свидетельствующие о распространении в то время широколиственных лесов, граничащих со степью. Палинологические комплексы, особенно в наиболее глубоких частях разреза, содержат до 7 % пыльцы экзотов. Мощность указанных отложений составляет от 9 до 25 м.

Фаунистические находки из доледниковых отложений малочисленны. Однако у дер. Серебряково С. П. Горшковым (1961) были найдены

костные остатки *Elephantidae* и *Rhinocerotidae*, залегающие в 130—140-метровой террасе.

Вероятно, к эоплейстоцен—раннему плейстоуну следует отнести верхний комплекс террас долин рек Енисейского кряжа (Большая Пята, Горбилка, Енашимо и др.).

В литературе появились сообщения о наличии в разрезах четвертичной толщи в низовьях Подкаменной Тунгуски мореноподобных отложений, которые получили название подкаменнотунгусской морены и были отнесены к верхам эоплейстоцена (Зубаков, 1972). Однако их генезис и стратиграфическое положение еще точно не установлены.

В пределах Тунгусской синеклизы указанные отложения выявлены еще в малом числе мест и слабо изучены. В нижнем течении Нижней Тунгуски на это время падает размыв и сильное углубление долин, связанное, видимо, с поднятием массива Путорана. В верхнем течении Нижней Тунгуски размыв и углубление долины проявились только в начале эоплейстоцена. Затем происходило накопление аллювия, образовавшего низы толщи наиболее высокой VII террасы, сложенной маломощным (6—10 м) ожелезненным песчано-галечным аллювием, также с галькой стойких к выветриванию пород.

В среднем течении Ангары эоплейстоценовой, вероятно, должна считаться VIII надпойменная терраса высотой 90—100 м, сложенная коричневатыми или розовато-бурыми песками и галечниками.

Эоплейстоценовые отложения Тунгусской синеклизы по существу не имеют палеонтологической характеристики. В верхнем течении Нижней Тунгуски найдена сильно минерализованная кость лошади *Equus* sp. (Цейтлин, 1964), а в среднем Приангарье — остатки также сильно минерализованных костей *Cervidae* indet. (Равский, 1972). Спорово-пыльцевые спектры скудны, однако по ним можно судить о существовании в то время лесных условий, возможно типа темнохвойной тайги, с присутствием тсуги, а на юге синеклизы и широколиственных пород. Можно предполагать, что климат этого времени был значительно теплее современного.

На Ангаро-Ленском междуречье к концу эоплейстоцена относятся осадки верхней части манзурской свиты и ангинского аллювия. Они характеризованы обильными сборами фауны мелких млекопитающих из разрезов в карьерах по рекам Лене (Качуг), Манзурке (Никилей, Манзурка), Анге (Малые Голы, Рыково, Мыс и др.). Так, по местонахождению Малые Голы была определена следующая микрофауна грызунов (Адаменко, 1975; Адаменко и др., 1980): *Ochotona* sp., *Sciuridae* gen. indet., *Citellus* sp., *Pliopygerethmus* aff. *brahydens*, *Plioscurtopoda* sp., *Villanyia* ex gr. *chinensis*, *Miomys pusillus*, *Cromeromys newtoni*, *Clethrionomys* cf. *rutilus*, *Lagurodon praepannonicus*, *Allophaiomys pliocaenicus*, *Prosiphneus* ex gr. *praetingi*. В этой мимомисно-лагуродонтно-аллофайомисной группе корнезубых полевок 20 %, некорнезубых форм *Allophaiomys* — 29 %, *Lagurodon* — 24 %. В фауне более 70 % форм — обитатели открытых пространств.

По спорово-пыльцевым данным, в верхней части рассматриваемых разрезов сначала существовали сосновые леса с примесью ели, сменившиеся выше по разрезу березово-лиственничными лесами. Пыльца широколиственных пород здесь отсутствует. Можно предполагать, что климатические условия ухудшились и произошло некоторое остепнение.

О. М. Адаменко, Р. С. Адаменко и др. (1980) считают, что фауна верхних частей манзурской свиты и ангинского аллювия сходна с раздольнской фауной Западной Сибири и поздним вариантом таманского комплекса Восточной Европы. Э. И. Равский и др. (1964 г., 1972) и Н. А. Логачев и др. (1964 г.) в верхней части ангинского аллювия обнаружили костные остатки *Equus* sp. (очень крупная архаичная форма), *Dicerorhinus* sp., *Sinocartor* sp.

На Вилюе к эоплейстоцену относятся аллювиальные отложения VI надпойменной террасы (см. прил. IX).

В бассейне р. Алдана к позднему эоплейстоцену и доледниковому горизонту нижнего плейстоцена относятся пески и галечники, вскрывающиеся в цоколе террасы ниже устья р. Танды. Эти отложения обратнo намагничены (зона Магуяма) и включают остатки *Palaeoloxodon ex gr. namadicus*, *Trogontherium cf. cuvieri*, *Alces latifrons*, *Canis cf. variabilis* и др., которые Э. А. Вангенгейм (1977) выделяют в локальный комплекс алданской фауны. Эта фауна залегает в охристых песках и конгломератах.

В долине среднего течения Лены к эоплейстоцену относятся отложения двух надпойменных террас — VI террасы высотой 100—120 м (тустахской) и V террасы (пеледуйской). Аллювий последней залегает гипсометрически ниже VI террасы и относится, по-видимому, ко второй половине эоплейстоцена. По данным Н. С. Чеботаревой и Н. П. Куприной (1957 г.), из песчаного аллювия 120-метровой террасы у устья р. Джербы Р. Е. гитерман определен палинологический комплекс, состоящий на 80 % из пыльцы древесных пород — сосны, березы, ольхи, лиственницы, ели с небольшой примесью липы, вяза и дуба. Близкий по составу спорово-пыльцевой комплекс был выявлен из нижней толщи мощной песчано-алевритовой серии, вскрывающейся на правобережье Лены в районе о-ва Кыллах (Шофман, 1974).

В низовье Лены аллювий тустахской террасы лежит на цоколе высотой 70—100 м. Терраса прослеживается обрывками в нижнем течении Лены, в Ленской «трубе» цоколь ее поднимается до 150 м. В пределах Центральнаякутской низменности терраса отступает от реки на несколько десятков километров на восток, где ее аллювий мощностью до 25 м установлен бурением (данные Ю. А. Гладкого, В. Д. Щеглова и др.) под покровом суглинисто-супесчаных отложений.

Аллювий пеледуйской террасы нижнего течения Лены прослеживается в долинах многих рек. На Лене высота цоколя террасы 45—55 м, в «трубе» — 80—100 м, на Алдане — 40—50 м, на Вилюе — 25—35 м. Лучшие обнажения «пеледуйского горизонта» ленской долины находятся на р. Бегиджян в 65 км от устья, на р. Менкере в 10 км от устья и в 5—15 км ниже устья р. Уель-Сиктях. В долине р. Алдан пеледуйский аллювий выходит на правобережье около устья р. Западной Градыги и в низовьях р. Тумары. Он всюду относится к перстративному типу. На Лене, Алдане и Вилюе для него характерна нормальная мощность (около 25 м).

В спорово-пыльцевом комплексе из обнажения на р. Ундюлюнг преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы — 77 %, пыльца травянистых — 20 %. Из пыльцы древесных большая часть принадлежит соснам — 7 %. На р. Тумаре пыльца древесных 90 %, травянистых — 7 % (40 % пыльцы древесных принадлежит соснам, 30 % ели, 5,5 % пихте, 1,5 % тсуге).

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

В составе нижнего плейстоцена на Сибирской платформе в ряде районов выделяются отложения двух горизонтов: доледникового и древнеледникового.

В приенисейской части Восточной Сибири к нижнему плейстоцену относится аллювий Енисея и Ангары, слагающий соответственно террасы высотой 100—120 и 100—110 м и представленный галечниками, песками, супесями и суглинками. В спорово-пыльцевых спектрах верхней части разреза отмечается увеличение пыльцы трав, а в нижней — пыльцы древесных пород. С конца доледникового времени начинается заполнение аллювием долин древней гидросети Енисейского кряжа. Кроме того, в галечно-щебнисто-гравийных отложениях 120-метровой террасы

левобережья Енисея южнее г. Красноярска обнаружены фрагменты двух черепов с зубами *Equus ex gr. sanmeniensis* (?) (Горшков, 1966).

Для Тунгусской синеклизы достоверных следов древнеледниковых отложений не известно. Правда, Л. Л. Исаева наблюдала в бассейне Нижней Тунгуски (по р. Таймуре в 40 км от устья и в 7,2 км выше устья р. Ховоркили) мореноподобные толщи — суглинки с гравием, галькой и валунами, залегающие под валунно-галечными накоплениями тобольского времени.

В верховьях Нижней Тунгуски, как уже отмечалось, эоплейстоцен-нижнеплейстоценовые осадки слагают толщу VII надпойменной террасы. Возможно, начало формирования аллювия этой террасы относится еще к концу эоплейстоцена.

В бассейне среднего течения Ангары верхи аллювия VIII надпойменной террасы, которая в основном формировалась в эоплейстоцене, относятся к первой половине раннего плейстоцена (доледниковому горизонту). Но надо отметить, что М. П. Гричук (1959 г.), по данным спорово-пыльцевых анализов Приангарья, выделяет фазу развития светлохвойных, березовых редколесий и степей (или тундро-степей), приходящихся, по-видимому, на древнеледниковое время.

К доледниковому горизонту на реках Вилюе и Мархе относится аллювий V надпойменной террасы. На р. Тюнг в 50 км от устья аллювий V надпойменной террасы Вилюя представлен в нижней части песком, гравием и галькой, а выше — средне- и мелкозернистым песком (М. Н. Алексеев, 1961 г.). На значительной площади аллювий развеван и от него остались только гальки, приобретшие золотую шлифовку. На р. Мархе доледниковому горизонту может соответствовать аллювий V террасы с высотой цоколя 65—85 м и высотой поверхности 70—90 м.

К нижнему плейстоцену на Вилюе отнесена нижняя часть аллювия IV террасы (50—60 м), вскрывающаяся в обнажениях левого берега реки между поселками Верхневилуиск и Вилуиск. Наиболее типичными и полными считаются разрезы отложений IV террасы на левом берегу Вилюя около устья р. Тыалычима и в 8—12 км ниже устья р. Чебыды (рис. 8). Аллювий описываемого горизонта залегает в основании террасы. В самой нижней части аллювиальной серии установлена обратная полярность (Алексеев, 1978). Выше аллювий террасы перекрывается более молодыми аллювиальными и покровными отложениями.

Слои нижней части разреза IV надпойменной террасы представляют собой нормальную аллювиальную серию. Ее геологический возраст определяется находкой остатков *Mammuthus trogontherii trogontherii* и *Alces latifrons*, а в обнажении у устья р. Тыалычима — *Dicerorhinus kirchbergensis* (Алексеев, 1978). Найденные под обнажением IV террасы ниже устья р. Чебыды на бечевнике сильно минерализованные кости *Equus cf. mosbachensis* и *Alces cf. latifrons*, по всей вероятности, также принадлежат этой аллювиальной серии. Эту фауну Э. А. Вангенгейм (1977) выделила под названием «вилуийской» и датировала второй половиной раннего плейстоцена. Кроме того, несмотря на малочисленные палеомагнитные определения, можно отметить характерное изменение полярности в аллювии IV террасы Вилюя. Фауна млекопитающих и палеомагнитная характеристика аллювия близки к палеонтологической и палеомагнитной характеристикам тираспольского гравия — стратотипа нижнего плейстоцена. Возможно, что эти аллювиальные отложения IV террасы имеют более широкий стратиграфический диапазон, охватывающий, с одной стороны, часть доледникового горизонта, а с другой — нижнюю часть тобольского горизонта.

В бассейне р. Алдан к доледниковым отложениям относятся верхи аллювиальной свиты, описанные выше при характеристике эоплейстоцена Алдана, содержащие алданский комплекс фауны млекопитающих. Предположительно древнеледниковому горизонту должна соот-

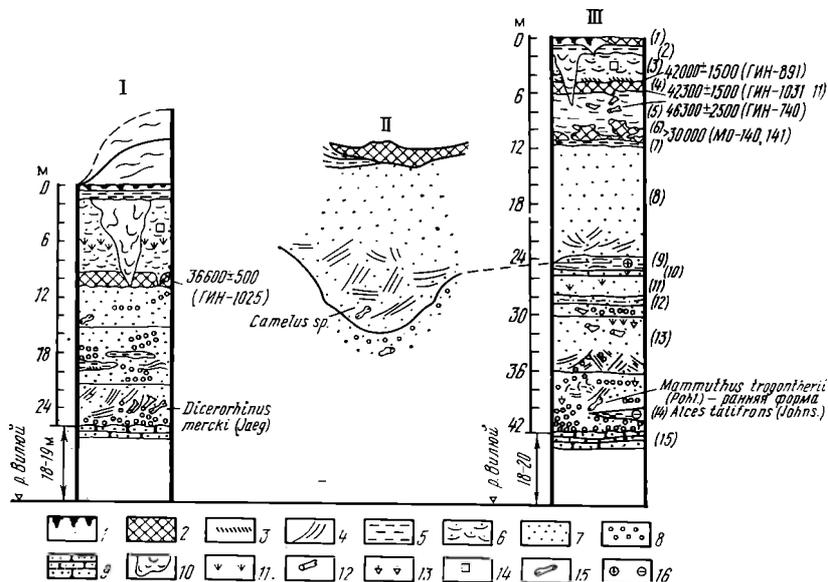


Рис. 8. Разрезы аллювия IV надпойменной террасы и покровных отложений, вскрытых в обнажениях левого берега р. Вилюя выше пос. Вилюйская

1 — почва, 2 — торф, 3 — гиттия, 4 — косая слоистость, 5 — суглинок, 6 — супесь, 7 — песок, 8 — галька, 9 — песчанник верхнего мела, 10 — ледяные жилы, 11 — растительный детрит, 12 — древесина, 13 — шишки ели и лиственницы, 14 — остатки фауны верхнепалеолитического комплекса, 15 — остатки фауны, относящиеся к хазарскому и тираспольскому комплексам, 16 — палеомангнитные характеристики.

Арабскими цифрами даны номера слоев. Римскими цифрами даны разрезы: I — левый берег Вилюя у устья р. Тывальчины, II — фрагмент обнажения в 8 м ниже устья р. Чебыды, III — левый берег Вилюя в 12 км ниже р. Чебыды (на бичевнике найдены сильно минерализованные остатки *Equus cf. mosbachensis* Wustl и *Alces cf. latifrons* (Joh n s.), происходящие, вероятно, из нижней части аллювия террасы

ветствовать так называемая «морена р. Тумары», описанная Н. П. Куриной (1958 г.). По ее данным, эта морена представлена сильно выветрелым, неслоистым валунно-песчаным материалом, выходы которого прослежены на 30 км по р. Тумаре от Верхоянских гор. Другие исследователи (в частности, В. В. Колпаков) не считают эти образования ледниковыми, однако, достаточного доказательного материала для такого заключения они не имеют.

В бассейне Лены к нижнему плейстоцену относится аллювий оручанской террасы (оручанский горизонт). Оручанская терраса установлена на правобережье Лены в Центральной Якутии и ниже в бассейне р. Оручан путем бурения и изучения бортов долин притоков Лены. Она погребена под средне- и верхнечетвертичными отложениями, преимущественно озерно-аллювиальными, ледниковыми и золовыми. Высота цоколя варьирует от 10 до 45 м. Выходы аллювия находятся на р. Оручан в 40 км от устья и в нескольких местах на правом берегу Лены на участке между пос. Натара и устьем р. Уель-Сиктях. Тип аллювия перстративный с пестрым составом галек и хорошо развитым базальным галечником. Над галечником залегают желтоватые отмытые пески. Мощность аллювия до 35 м.

В среднем течении Лены между устьем р. Малый Патом и пос. Покровск место оручанской террасы занимает IV покровская терраса. Особенностью покровской террасы является узость, значительный наклон площадки к реке и соответственно невыдержанная высота бровки — от 9 до 45 м. Мощность аллювия не превышает 7 м, а во многих местах 1 м.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

В составе среднего плейстоцена на Сибирской платформе выделяются четыре горизонта: тобольский (межледниковый), самаровский (ледниковый), отождествляемый со временем максимального оледене-

ния), мессовский (межледниковый) и тазовский (ледниковый). Два ледниковых и разделяющий их мессовский межледниковый горизонты объединяются в среднечетвертичный ледниковый бахтинский (покровский) надгоризонт.

Тобольский горизонт

В долине правобережья Енисея и в низовьях Ангары к тобольскому горизонту относятся аллювиальные отложения террас высотой 80 м. Аллювий мощностью 40—50 м состоит из суглинков, супесей, песчаных глин с прослоями и линзами песков и галечно-валунных отложений в основании.

В спорово-пыльцевых спектрах нижней части разреза террасы среди древесных преобладают сосна и береза, количество темнохвойных незначительно. Выше по разрезу увеличивается количество травянистой растительности (главным образом полыни и злаковых), отмечается единично пыльца карликовой березы, споры *Lycopodium pungens*. В еще более высоких частях разреза травянистая пыльца становится преобладающей, а среди древесных доминирует береза (Лаухин, 1966; С. А. Лаухин, М. Б. Садикова, 1966 г.).

С. П. Горшковым в 1958 г. на границе нижних аллювиальных песков и покровного суглинисто-песчаного комплекса из разреза этой террасы у с. Усть-Батой на Енисее собраны кости *Coelodonta antiquitatis*, *Elephantidae*, *Bos s. l. sp.* (определения Э. А. Вангенгейм).

На Енисее, близ устья р. Бахты в основании Бахтинского яра, в конгломератовидных охристых галечниках, залегающих ниже самаровской морены, И. И. Красновым был найден рог *Alces latifrons*, определенный Э. А. Вангенгейм*. Как известно, эта форма характерна для тираспольского фаунистического комплекса и может датироваться ранним плейстоценом.

Палеонтологическая и палинологическая характеристика отложений террасы однозначно указывает на то, что окончание формирования осадков террасы совпадает с началом самаровского оледенения.

В бассейне р. Котуй под ледниковыми отложениями самаровского оледенения обнаружена толща аллювиальных и озерных осадков мощностью до 7 м, которую можно частично отнести к тобольскому горизонту.

В бассейне нижнего течения Нижней Тунгуски тобольские образования представлены галечно-песчаными отложениями мощностью 50—70 м и охристыми песками и гравийниками мощностью 10—15 м, вскрывающимися в бортах нижних частей склонов долин, а часто и непосредственно у русел рек (рис. 9).

Все эти отложения в той или иной степени ожелезнены, что свидетельствует о развитии во время их накопления своеобразных условий химического выветривания. Помимо того, в них встречаются мелкие кусочки древесного угля, а в спорово-пыльцевых спектрах доминирует древесная пыльца с преобладанием разнообразных видов сосен. Их отложение происходило в условиях значительно более теплого климата, чем современный.

Разрез тобольского горизонта надстраивается еще пачкой песчано-гравийных, косослоистых отложений мощностью 10—15 м, залегающих непосредственно под самаровской мореной в долине нижнего течения Нижней Тунгуски.

Сопоставление разрезов тобольских отложений в описываемом районе Тунгусской синеклизы позволяет выделить в их комплексе три пачки: нижнюю — галечно-песчаную, среднюю — валунно-галечную с тремя горизонтами валуников и верхнюю — гравийно-песчаную.

* По мнению Э. А. Вангенгейм, сохранность остатка может свидетельствовать о его переотложении (Прим. ред.).

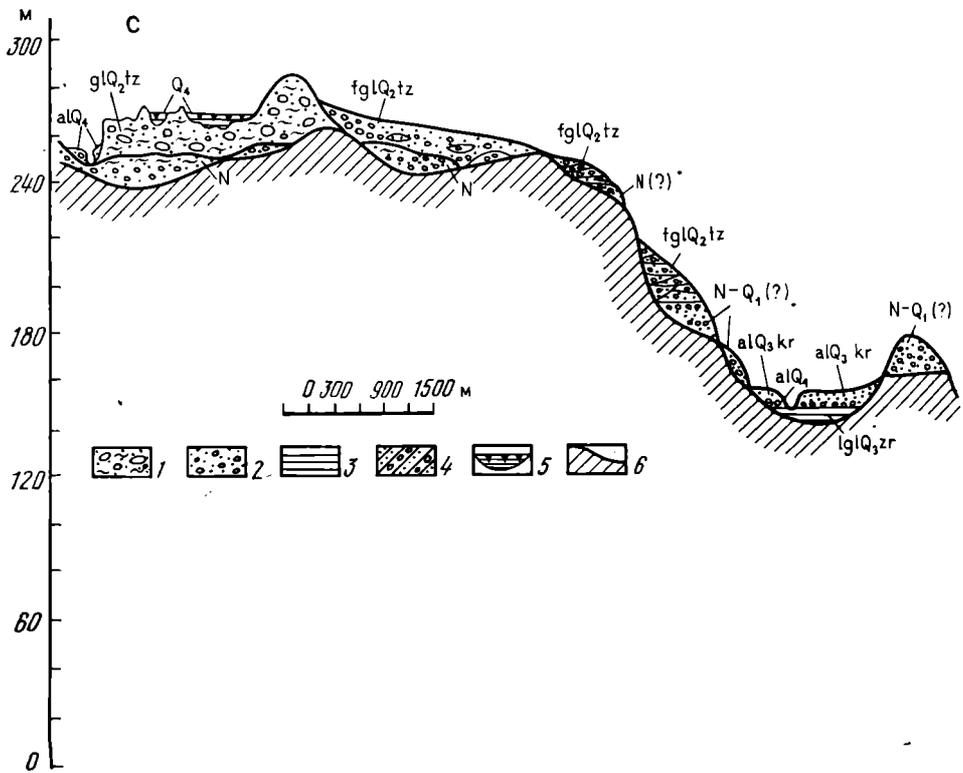


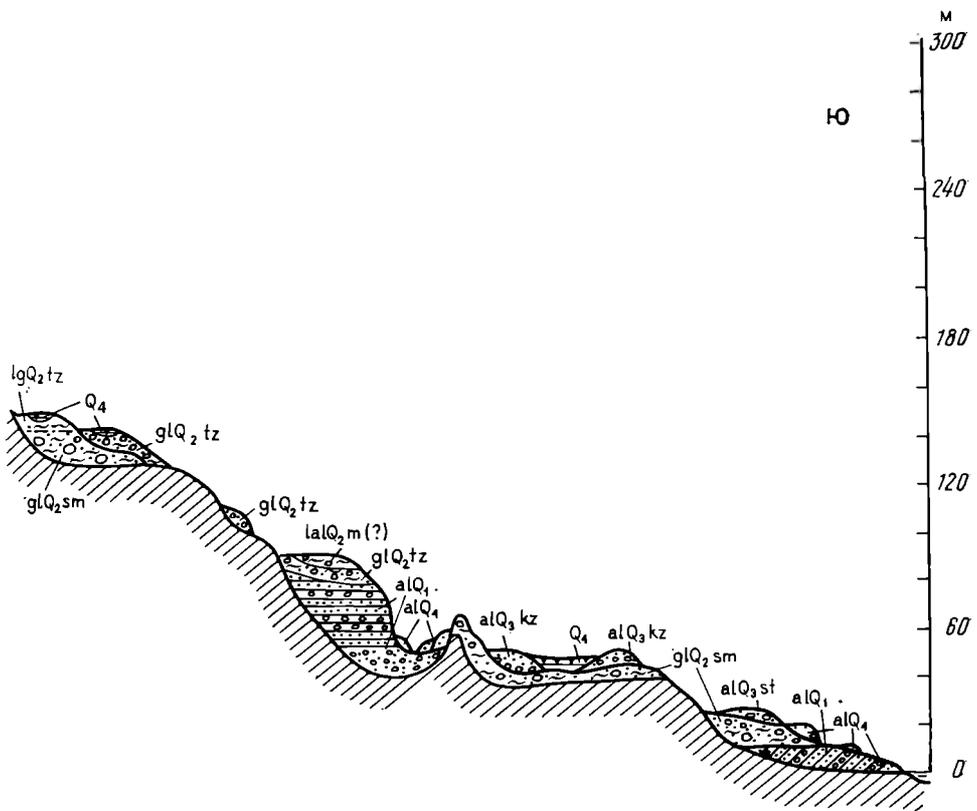
Рис. 9. Соотношение кайнозойских отложений по долине Нижней Тунгуски близ устья Дэтыкта
 1 — валунные суглинки; 2 — галечно-гравийно-песчаные отложения; 3 — глины; 4 — косослоистые

В долине верхнего течения Нижней Тунгуски к тобольским отложениям условно можно отнести осадки нижней части VI надпойменной террасы — галечно-песчаные, ожелезненные, а также конгломераты и косослоистые песчано-галечно-гравийные отложения, залегающие в цикле I надпойменной террасы в районе пос. Наканно (Исаева, 1972). Из косослоистых отложений выявлены спорово-пыльцевые спектры темнохвойной тайги с несколькими видами елей, в том числе *Picea otogica*.

В среднем Приангарье тобольскими, вероятно, могут считаться аллювиальные толщи VII и VI надпойменных террас долины Ангары высотой, соответственно, 70—80 и 50—60 м. Накопления их представлены галечно-песчаными (русловые фации) и песчано-супесчаными (пойменные фации) осадками суммарной мощностью до 15 м. Отложения эти частично ожелезнены. У пос. Кежда из аллювия VII надпойменной террасы извлечена кость лошади *Equus ex gr. sanmeniensis*, которая в работах прежних лет фигурирует под названием *E. süssenbornensis*.

В пределах Иркутского амфитеатра тобольскими отложениями следует считать, вероятно, комплекс четвертичных образований, включающих отложения VII и VI надпойменных террас Ангары. В районе Братска состав спорово-пыльцевых спектров 70—75-метровой террасы Ангары свидетельствует о преобладании древесной растительности, преимущественно из сосны и березы, причем часть пыльцы березы относится к кустарниковой разновидности (Равский, 1972).

Еще более молодым членом разреза тобольского времени является аллювий VI надпойменной террасы (50—60 м). Ее накопления состоят из галечников и песков русловой фации (2—3 м) и илов и супесей пойменной фации (до 5 м). В пойменной фации отложений V террасы с.



(составил В. П. Белозеров, с исправлениями и дополнениями С. М. Цейтлина)
 галечно-гравийные пачки; 5 — озерно-болотные отложения; 6 — докайнозойские породы

Нижнесуворова были найдены фаланга лошади и кости быка. По определению Э. А. Вангенгейм, фаланга лошади принадлежит скорее всего к группе *Equus sanmeniensis*, причем не к самым ранним формам. В районе г. Усолья-Сибирского в нижних горизонтах субэаральных суглинков и супесей, налегающих на аллювий VI террасы, найдены кости лошади, относящейся к крупной лошади типа европейских *Equus mosbachensis* (определение О. В. Скалон).

В пределах восточной части Сибирской платформы к тобольскому горизонту относятся в основном аллювиальные накопления террас. На Вилюе к тобольскому или к более позднему самаровскому горизонту относится серия тонкозернистых песков с гравием и галькой с остатками *Camelus* sp., залегающих в разрезе IV террасы на нижнеплейстоценовых осадках и охарактеризованных фауной (см. рис. 8). Отложения этого горизонта в этих разрезах перекрываются верхнеплейстоценовыми покровными осадками с торфяниками и ледяными жилами.

К тобольскому горизонту отнесена также аллювиальная бестяхская свита, которая хорошо прослеживается на многих участках средней и нижней Лены. Наиболее четко эта свита выделяется в обнажениях бестяхской террасы на правом берегу Лены против Якутска, где она представлена мощной (до 30 м) толщей песков с прослоями кварцево-кремневого гравия. Верхняя часть аллювия террасы местами эродирована, перевеяна и перекрыта более поздними образованиями. Терраса имеет цоколь, который в районе Якутска вскрывается на уровне уреза реки, а севернее, в сторону центральной части Нижнеалданской впадины, погружается ниже современного уреза. Возраст бестяхской террасы устанавливается по находкам остатков *Coelodonta antiquitatis*, *Mammuthus chosaricus* на р. Тюнг между устьями рек Чемидикен и Мастах (Леонов и др., 1961) и *Mammuthus primigenius* раннего типа в аллю-

вии более молодой террасы р. Суолы, которая врезана в аллювиальные пески бестяхской террасы. Аллювиальные отложения бестяхской свиты вскрываются также в ряде обнажений на р. Алдан. Близ устья р. Танды они перекрывают палеонтологически охарактеризованные нижнечетвертичные галечники, выступающие в цоколе тандинской террасы. Здесь в песчано-галечных отложениях бестяхской свиты найден зуб *Mammuthus chosaricus* и кости *Alces* sp. На р. Линде в песчано-галечниковых отложениях на отметках 50—60 м над урезом реки Р. А. Биджиевым был найден зуб *Mammuthus* cf. *chosaricus*. Эта находка подтверждает широкое распространение вдоль долины Лены песчано-галечниковых отложений, относящихся к первой половине среднего плейстоцена (или тобольскому горизонту).

Бахтинский надгоризонт

Самаровский горизонт

Время образования отложений самаровского горизонта — одно из самых значительных событий четвертичной истории Сибирской платформы — связано с развитием максимального четвертичного оледенения — самаровского. Ледниковый покров этого времени перекрывал весь север и северо-запад Сибирской платформы и распространялся из Путоранско-Таймырского, Анабарского центров. Самаровский ледниковый покров достиг устья Подкаменной Тунгуски, и далее к востоку его крайние образования отмечены в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски и на южной периферии Анабарского массива. Кроме того, ледниковые языки спускались с Верхоянского и Байкальского хребтов. Перед фронтом ледника возникли обширные подпрудные бассейны, оставившие после своего исчезновения слоистые толщи озерно-ледниковых отложений.

Во внеледниковой зоне Сибирской платформы широкое развитие получили перигляциальные образования — суглинки покровного типа, своеобразные перигляциальные аллювиальные накопления, эоловые отложения.

В пределах правобережья Енисея во внеледниковой зоне самаровские отложения залегают в толще террасы высотой 60—65 м (Феникова, 1960). Здесь они представлены голубовато-серыми груболенточными суглинками и глинистыми песками. В карьерах, расположенных в отложениях этой террасы, обнаружены кости мамонта раннего типа (определения И. А. Дуброво) (С. П. Горшков, 1960 г.). Вниз по течению Енисея указанные отложения замещаются осадками подпрудного бассейна, образовавшимися в результате подтопления стока Енисея самаровским ледниковым покровом. По скважине, пробуренной на междуречье Енисея и его правого притока — р. Черной, в интервале глубин 60—35 м, по спорово-пыльцевым данным, определены условия сухих и холодных ландшафтов с преобладанием пыльцы травянистых, среди которых доминирует полынь и маревые, часто встречаются *Betula nana*, *Ephedra*, споры *Selaginella sibirica*, *S. selaginoides*, *Lycopodium pungens*, *L. appressum*, *L. alpinum*. Вместе с тем постоянно присутствует пыльца *Pinus sibirica*, *P. silvestris*, *Larix*, *Alnaster* (Феникова и др., 1967). Еще ниже по течению Енисея отложения подпрудного бассейна сменяются мореной самаровского горизонта, за парастратотип которого признан разрез Бахтинского яра (Архипов, 1960; В. А. Зубаков, 1957 г., 1967). По наличию в самаровских отложениях обломочного материала Енисейского кряжа можно предполагать, что в пределах его северной части в это время существовали ледники, развивавшиеся изолированно от основного поля самаровского ледникового покрова.

В пределах Тунгусской синеклизы, в ее северной и северо-западной части, отложения самаровского горизонта представлены в основном комплексом гляциальных образований, а во внеледниковой зоне — пре-

имущественно комплексом перигляциальных отложений, в том числе перигляциальным аллювием. Граница самаровского (максимального) оледенения имеется на всех обзорных картах четвертичных отложений.

В бассейне р. Котуй отложения самаровского горизонта сложены ледниковой (основная морена) и озерно-ледниковой фациями. Они вскрыты р. Котуй в пределах Муруктинской котловины и ниже устья р. Аганыли, в среднем и нижнем ее течении, в нижнем течении рек Тукалаан и Мойеро.

Ледниковые (основная морена) отложения представлены несортированными неслоистыми тяжелыми суглинками серого, палевого и коричневого цвета, реже супесями с включениями гравия, гальки, щебня, валунов и глыб. Крупнообломочный материал (более 2 мм) составляет от 10—20 % до 40 % объема породы. В составе обломков преобладают породы Путоранской питающей провинции (базальты, долериты туфы — Муруктинская котловина), местные карбонатные породы и песчаники. Мощность морены 10—20 м, местами до 40 м (р. Мойеро).

Озерно-ледниковая фация сложена ленточнослоистыми глинами серого и серо-зеленого цвета. Мощность 10—12 м.

Самаровские и мессовские нерасчлененные отложения — озерные и озерно-аллювиальные — залегают в цоколе высоких террас по рекам Котуй, Мойеро, Чангада, Аганыли, Тукалаан на самаровской морене и перекрыты аллювием мессовского или мореной тазовского горизонтов.

Разделить эту генетически единую и литологически сходную толщу на собственно самаровский и мессовский горизонты, по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов, невозможно. В связи с этим рассмотренные отложения датируются как нерасчлененные самаровский и мессовский горизонты.

В долине нижнего течения Нижней Тунгуски морены самаровского горизонта залегают в цоколях террас рек, в том числе и самой молодой, и перекрывают нижнеплейстоценовые отложения. Средняя мощность морены 10—15 м, а в зоне краевых образований 25—28 м. Морена самаровского горизонта уплотнена, ее обломочный материал цементируется оскольчатым суглинком, материал морены сильно обогащен выветрившимися и обохренными валунами, галькой, гравием из нижнеплейстоценовых и верхнеплейстоценовых толщ, что придает ей характерный желтовато-серый или коричневатобурый цвет. Кроме того, по сравнению со следами более молодых оледенений, формы рельефа этого оледенения имеют наихудшую сохранность.

Стратиграфическое положение самаровских ледниковых отложений устанавливается на основании взаимоотношения их озерно-ледниковых осадков с аллювиальными в зоне взаимодействия тех и других. Поскольку самаровский ледник вызвал подпружинивание рек, имевших западный сток, то это привело к образованию обширных подпрудных бассейнов, осадки которых на их периферии участвуют в строении V надпойменной террасы. Так, в бассейне р. Таймуры озерно-ледниковые осадки в толще V надпойменной террасы ложатся непосредственно на нижнеплейстоценовые слои (С. М. Цейтлин, 1961 г., 1964; Цейтлин, Исаева, 1971), образуя верхнюю часть толщи террасы.

Мощности озерно-ледниковых отложений самаровского времени более чем 13,3 м не наблюдались. В спорово-пыльцевых спектрах из этих отложений доминирует пыльца трав, главным образом польней, осок, а также вересковые и карликовая береза.

Во внеледниковой зоне, в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски самаровские отложения слагают частично накопления VI надпойменной террасы. Это — преимущественно грубозернистые пески с гофрированной слоистостью и криогенными нарушениями — мерзлотными клиньями и котлами. Здесь фиксируются наиболее ранние в плейстоцене следы мерзлоты.

В среднем Приангарье к самаровским отложениям следует отнести аллювий V надпойменной террасы р. Ангары (40—45 м), характе-

ризирующийся песчано-галечным и песчано-глинистым составом. В этих отложениях С. М. Цейтлиным в 1950 г. (Равский, 1959) были найдены костные остатки хазарской лошади — *Equus cf. chosaricus* (определения Э. А. Вангенгейм).

В долине верхней Ангары отложения самаровского горизонта представлены аллювием V надпойменной террасы высотой 40—45 м. Н. А. Логачев отмечает, что ее галечные накопления интенсивно деформированы эпигенетическими криотурбационными нарушениями — свидетельством холодного климата самаровского времени.

Из гравийно-галечного аллювия V террасы р. Белой у с. Мальта были извлечены кости крупной лошади «...сходной, по определению Л. Н. Иваньева и О. В. Скалон, с европейскими *Equus chosaricus* или *E. mosbachensis*» (Н. А. Логачев и др., 1964 г.).

На территории восточной части Сибирской платформы самаровский горизонт представлен ледниковыми и перигляциальными аллювиальными и эоловыми отложениями. Это — самый древний отчетливо выраженный ледниковый горизонт Якутии. Оледенение охватило Верхоянскую горную страну и распространилось на предгорные равнины, однако, в некоторых районах по размерам оно уступало позднеплейстоценовым оледенениям. Основная морена выступает на берегу Лены у пос. Джарджан, на р. Уель-Сиктях (Галабала и Леонов, 1967), в низовьях р. Менкере. Она обнаружена в скважине в бассейне р. Ундюлюнг на р. Тирехтях. На р. Уель-Сиктях наблюдается налегание морены на бестяхскую аллювиальную свиту. Морена сложена буроватым песчанистым валунным суглинком мощностью 5—8 м. Конечная морена обнаружена на левом берегу р. Бигиджян в 65 км от Лены. Это галечники с валунами и прослоями темно-серого песка, перекрывающие аллювий пеледуйской террасы. Их мощность 25 м, в глубине междуречья она возрастает до 60 м, где они слагают гряду. В бассейне р. Манкере около устья р. Менкеречян выделяются самаровские озерно-ледниковые серые ленточные глины мощностью 30 м (данные бурения), приуроченные к днищу древней Собопол-Сиктяхской долины Лены, оставленной в результате перегораживания ледником. Ледник блокировал древнюю долину непосредственно ниже по течению.

Перигляциальные отложения самаровского возраста представлены несколькими типами.

1. **Перигляциальный аллювий** — наиболее типичен для разреза аллювиальных песков и алевритов 50-метровой террасы р. Алдана (Мамонтова гора). Аллювий террасы включает различные сингенетические криогенные текстуры (Е. Н. Катасонов, П. А. Соловьев, 1969 г.) с глубиной проникновения псевдоморфоз до 3 м. В аллювии террасы найдены остатки бизона, крупного среднеплейстоценового подвида кабаллоидной лошади и мамонта раннего типа. На этом основании песчано-алевритовые аллювиальные отложения 50-метровой террасы р. Алдана относятся к среднему плейстоцену, а выраженные криогенные текстуры, свидетельствующие о развитии мерзлоты, позволяют сопоставить эти отложения с самаровским оледенением. Эти выводы подтверждаются также результатами спорово-пыльцевого анализа (Агаджанян, Боярская, Глушанкова, 1973).

В среднем течении Лены (обнажение у о-ва Кыллах) к самаровскому горизонту относится 10-метровая толща, представленная переслаиванием алевритов и глин, в которых установлен палинологический комплекс, свидетельствующий о распространении елово-сосново-березовой лесотундры (Шофман, 1974). В этом же слое были найдены раковины моллюсков *Odhneripisidium indigircense*, *Neopisidium subconventus* (определения Я. И. Старобогатова), близких к моллюскам, найденным Ю. А. Лаврушиным (1963) в самаровских отложениях аллаиховской свиты (бассейн р. Индигирки).

К самаровскому горизонту, возможно, относится верхняя песчаная пачка IV надпойменной террасы в обнажении на левом берегу Вилюя

ниже устья р. Чебыды. По данным М. М. Пахомова, И. Л. Шофман и Б. И. Прокопчука (1975), с этой пачкой связывается достаточно выраженное похолодание климата, выявленное по резкому сокращению содержания пыльцы древесных элементов и возрастанию роли пыльцы кустарниковых и травянистых растений в палинологическом спектре.

2. Дефляционные образования — горизонт ветрогранных, фиксирующий поверхность ископаемой каменистой пустыни. Горизонт ветрогранных выделяется в средней части разреза bestяхской 30—60-метровой песчаной террасы среднего течения Лены и отчленяет bestяхскую аллювиальную свиту от наложенных озерно-аллювиальных отложений. Он прослеживается в бассейне р. Линде и около Жиганска (В. В. Колпаков, 1970 г.) в основании тех же озерно-аллювиальных отложений, в дельте р. Лены на о-ве Сардах под песками булкурской свиты.

3. Эоловые пески выделяются в обнажениях правого берега Лены между г. Якутском и устьем р. Алдан. Пески желтоватые мелкозернистые, косослоистые с мощностью косых серий до 17 м. Они залегают на аллювий тобольского возраста.

4. Пылеватые лёссовидные отложения выступают в береговых обрывах в низовьях рек Тумара, Ундюлюнг, Собопол и на правом берегу Лены в 35 км выше устья р. Уель-Сиктях. Это буроватые облессованные супеси мощностью до 15 м. Они перекрывают осадки тобольского горизонта и более древние отложения. В отличие от верхнечетвертичных пылеватых отложений, среднечетвертичные осадки не заключают ледяных жил, а содержат лишь их псевдоморфозы. Со временем самаровского оледенения связываются первые достоверно установленные следы многолетней мерзлоты в Центральной Якутии. Вероятно, с самаровским временем следует связывать образование субмеридиональных рукавов в западной части долины Лены, в бассейнах ее левых притоков, рек Линде-Хоруонка и Сегюнде-Мэнгкере (Г. Ф. Лунгерсгаузен, 1961 г.). Эти рукава могли образоваться в результате отеснения русла Лены к западу.

Мессовский горизонт

К мессовским отложениям в долинах Енисея и нижнего течения Ангары относятся осадки нижней аллювиальной свиты 35—45-метровых надпойменных террас. В среднем мощность этой свиты около 15 м. Это — галечники, пески, супеси. Однако на отдельных участках правобережья Енисея эти отложения представлены грубообломочным, щебнисто-галечным аллювием (Фениксова и др., 1967). В ледниковой зоне долины Енисея к мессовским осадкам В. А. Зубаков (1957 г.) относит тонкозернистые речные пески и супеси мощностью 10 м, лежащие на самаровской морене.

Из накоплений нижней аллювиальной свиты известны находки остатков млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса по определениям И. А. Дуброво и Э. А. Вангенгейм, относящихся к *Mammuthus primigenius* переходного типа от раннего к позднему, *Equus caballus* крупная форма, *Coelodonta antiquitatis* (Фениксова, 1960; Лаухин, 1966; Горшков, 1966). Кроме того, в указанных отложениях у с. Ермолаево были найдены толстостенные раковины *Anodonta jeniseica* (определения Г. Г. Мартинсона). По спорово-пыльцевым данным эти отложения формировались в условиях развития таежной растительности, близкой к современной.

В пределах Тунгусской синеклизы мессовские отложения выделяются не всегда уверенно.

В бассейне р. Котуй отложения мессовского горизонта представлены аллювием, залегающим с размывом на самаровских образованиях, подстилая тазовскую морену. Аллювий имеет двучленное строение. Мощность аллювия 10—12 м.

Залегание аллювия между двумя горизонтами морен, межледниковый облик спорово-пыльцевого спектра из этих отложений — *Picea*, *Larix*, *Pinus silvestris* и единично кустарничковые, свидетельствуют о межледниковом характере климата во время их образования, что позволяет определить возраст этих отложений как мессовский.

В бассейне нижнего течения Нижней Тунгуски эти отложения, залегающие между комплексами ледниковых образований самаровского и тазовского оледенений, представлены озерно-аллювиальными серыми песчанистыми глинами. Помимо того, имеются и типично аллювиальные накопления, лежащие под тазовской мореной (Исаева, Никольская, 1970), со спорово-пыльцевыми спектрами таежной растительности.

В бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски в основании V надпойменной террасы (суглинки и пески) также фиксируются лесные условия — господство ели, сосны и березы.

В среднем Приангарье мессовские отложения, вероятно, слагают накопления нижней части IV надпойменной террасы (30—35 м). Так, по данным М. П. Гричук (1959 г.), аллювий террасы представлен внизу гравийными песками, в спорово-пыльцевых спектрах которых отмечено большое количество пыльцы ели (16 %), максимум пыльцы кедра (82 %), и это свидетельствует о существовании темнохвойной елово-кедровой тайги.

Как и на юге Тунгусской синеклизы, так и в пределах Иркутского амфитеатра к мессовским отложениям относятся, очевидно, аллювиальные осадки нижней части IV надпойменной террасы высотой около 30—35 м. Обычно это пески и галечники, характеризующиеся (по спорово-пыльцевым данным) накоплением в условиях распространения лесной растительности. Таковы, например, материалы Г. М. Покровского (Равский, 1972) по этой части аллювия IV террасы (34 м) р. Ии у дер. Красный Бор, где в спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца сосны и березы.

Не исключено, что в Усть-Окинском расширении долины Ангары к мессовским можно отнести толщу озерных песков и супесей, перекрывающих русловые галечники, нарушенные кристурбациями, разреза V надпойменной террасы, охарактеризованных спектрами темнохвойной тайги (Боярская, 1961). Озерные осадки в бассейне верхней Ангары встречаются в бассейне р. Оки, на междуречье Китоя и Белой (левые притоки Ангары), где они сливаются с уровнями 40—50-метровых террас. Н. А. Логачев (Н. А. Логачев и др., 1964 г.) предполагает, что им одновозрастны и мощные толщи песков (до 73 м) в Шамановском расширении долины р. Оки, также характеризующиеся спектрами темнохвойной тайги (с преобладанием пыльцы ели и сибирского кедра).

Наконец, к мессовскому горизонту Э. И. Равский (1972) относит нижнюю погребенную почву в разрезе субаэральных покровных отложений, наблюдающихся в толще карьера Шамотного завода на левобережье р. Белой.

	Мощность, м
1. Гумус черный, переотложенный	0,3
2. Супесь буровато-серая, грубая с включением мелкой щебенки и гальки	0,5
3. Суглинок лёссовидный, палево-серый, грубый, разбитый в кровле морозобойными трещинами	1,8
4. Суглинок лёссовидный красновато-бурый, грубый	1,2
5. Суглинок лёссовидный палево-серый	0,7
6. Почва погребенная, деформирована солифлюкцией, местами разорвана	0,4
7. Суглинок лёссовидный палево-серый, в нижней части мерзлотные деформации	1,8
8. Почва погребенная, выраженная гумусовым горизонтом с расплывчатой кровлей и подошвой	0,2
9. Суглинок лёссовидный палево-серый, в нижней части смятия солифлюкционного типа	2,0
10. Почва погребенная с интенсивно-черным гумусовым горизонтом (0,7 м), постепенно сменяющимся ниже осветленным карбонатизированным горизонтом	1,2

11. Суглинок лёссовидный палево-серый	0,5
12. Почва погребенная темно-серая, в верхней части слегка деформированная, постепенно сменяется	0,5
13. Суглинок плотный, грубый, малопластичный с редкими рассеянными гальками и щебенкой	1,5

(видимая)

Э. И. Равский считает погребенную почву слоя 12 мессовской на том основании, что выше (слой 10) залегает казанцевская погребенная почва наиболее мощная и наиболее распространенная. Мессовская погребенная почва имеет хорошо сформированный гумусовый горизонт, что служит определенным основанием для отнесения ее к типу межледниковых почв.

Для восточной части Сибирской платформы отложения мессовского горизонта, как и тазовского, выделяются с определенной условностью.

На Вилюе мессовскому горизонту могут соответствовать песчано-галечниковые отложения основания аллювия III надпойменной террасы, которые характеризуются палинологическим комплексом, указывающим на сравнительно умеренный климат. На пылецевой диаграмме, составленной М. М. Пахомовым, в этой части разреза III террасы среди пылцы древесных заметное место занимает пыльца *Picea*, *Pinus silvestris* и *Pinus sibirica*.

На средней Лене отложения мессовского горизонта выделены в верхней части средней толщи в разрезе правого берега реки в районе о-ва Кыллах (Шофман, 1974). Они представлены песками и суглинками. По данным палинологических исследований, выполненных М. В. Ревердатто, во время накопления мессовских осадков произрастала темнохвойная тайга из сибирского кедра и ели, а также светлохвойные сосново-лиственничные леса. Климат был, по-видимому, близок к современному.

К мессовскому горизонту в этом же разрезе относится погребенная почва, на поверхности которой были найдены остатки, принадлежащие *Equus caballus*, *Coelodonta antiquitatis* (определения Э. А. Вангенгейм) и характеризующие, возможно, верхнюю часть среднего плейстоцена. Отложения мессовского горизонта в верхней части нарушены эпигенетическими псевдоморфозами по ледяным клиньям.

Тазовский горизонт

Тазовскими отложениями сложена верхняя аллювиальная свита террас Енисея и нижней Ангары высотой 35—45 м. Это супесчано-глинистые отложения, которые ниже по Енисею (ниже устья Подкаменной Тунгуски) переходят в отложения санчуговского бассейна (Архипов, 1966) и смыкаются с гляциальным комплексом осадков тазовского оледенения севера Сибирской платформы. Тазовско-санчуговские отложения (Архипов, 1960, 1971) в пределах Енисейской депрессии представлены ледниково-морскими, прибрежно-морскими, флювиогляциальными осадками. По данным С. А. Архипова, ледниково-морские осадки линзовидно-слоисты, песчано-супесчаные с обломочным материалом, глинистые, иловатые. Содержание обломочного материала не превышает 30 % от общего объема. В этих отложениях присутствует фауна морских моллюсков высокоарктических, арктических и аркто-бореальных видов, характерных для бассейнов с низкой температурой воды. Ледниково-морские отложения связаны постепенными переходами с наземной тазовской мореной на периферии Енисейской впадины и морскими отложениями в северной части этой депрессии. В. А. Зубаков (1972) считает, что тазовско-санчуговская свита разделяется на межледниковые пупковские слои в стратотипическом разрезе у дер. Пупко-

во и ледниковые енисейские слои с арктической фауной моллюсков и лесотундровым спектром.

В последние годы появились данные (Каплянская и Тарноградский, 1975), оспаривающие ледниково-морское происхождение тазовско-санчуговских отложений. В этих отложениях обнаружены гляциодинамические текстуры и отторженцы, свидетельствующие об их континентально-ледниковом происхождении. Находки морских моллюсков рассматриваются некоторыми исследователями как переотложенные.

Верхняя аллювиальная свита 35—40-метровых террас Енисея и Ангара близ Енисейского кряжа также характеризуется холодными спорово-пыльцевыми спектрами березовых редколесий, перемежающихся с участками холодных степей и болот. Для этих спектров характерно присутствие пыльцы *Ephedra*, *Betula nana*.

В районах Тунгусской синеклизы тазовские отложения представлены разнообразным комплексом осадков.

В бассейне р. Котуй тазовский горизонт включает в себя ледниковые, флювиогляциальные и озерно-ледниковые образования. Ледниковые отложения наиболее широко развиты по площади, залегают как в цоколях террас, так и закрывают плащом склоны, реже водораздельные пространства. Они подразделяются на основную, абляционную и конечную морены. Максимальная вскрытая мощность основной морены 15—20 м.

Конечная (краевая) морена отличается от основной меньшей сортировкой материала, худшей окатанностью гальки, большим содержанием крупнообломочного материала (40—60 %) и увеличением мощности до 70 м.

Абляционная морена отличается от предыдущих еще большим (65—75 %) количеством крупнообломочного материала и плохой сортированностью. Мощность абляционной морены — до 6 м.

Флювиогляциальные отложения развиты как в приледниковой, так и во внутриледниковой зоне, слагая в последней озы и камы. Они залегают на основной морене или на поверхности камовых плато (в крайних частях), сложенных озерно-ледниковыми осадками. Их мощность от 20 до 100 м.

Озерно-ледниковые отложения — тонкоотмученные ленточно-слоистые глины и алевроиты зеленовато-серого цвета мощностью 10—15 м, залегают в цоколе террас во внутриледниковой зоне тазовского ледника. В глинах и алевроитах обнаружена пыльца ксерофитов.

Стратиграфическая принадлежность рассмотренных отложений к тазовскому горизонту определяется геоморфологическим анализом крайних ледниковых образований и сопоставлением их с поясом крайних ледниковых форм, регионально прослеживающихся на Среднесибирском плато (Цейтлин, Исаева, 1971).

В бассейне нижнего течения Нижней Тунгуски тазовские отложения представлены моренами и озерно-ледниковыми отложениями. Морены сложены тяжелым серым суглинком, переполненным обломочным материалом — глыбами, валунами, щебнем, галькой. Местами морена содержит мало обломочного материала, это так называемая маловалунистая морена. В ряде разрезов тазовская морена видна в виде второго горизонта морены, отделяясь от нижележащей самаровской морены толщей озерно-аллювиальных накоплений, имеющих межледниковую спорово-пыльцевую характеристику.

Озерно-ледниковые осадки тазовского времени обычны для краевой зоны тазовского оледенения, где они отлагались в подпруженных льдом и мореной бассейнах. Эти осадки — голубовато-серые ленточные алевроиты и пески. По спорово-пыльцевым данным формирование озерно-ледниковых толщ происходило в холодных климатических условиях: близ ледника — в условиях холодной пустыни, а далее бассейны седиментации окружали лугово-болотные пространства, а местами тундростепи (Исаева, 1972).

Тазовские ледниковые отложения принято считать одновременными санчуговским ледниково-морским отложениям долины низовьев Енисея. Однако Л. Л. Исаева (1963) приводит данные, пока, правда, единичные, о том, что тазовская морена моложе осадков санчуговского горизонта.

В бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски V надпойменная терраса в верхней части сложена песками, нарушенными криотурбациями. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о холодных, суровых климатических условиях накопления осадков — господствует кустарниковая березка и травянистая растительность (Исаева, Никольская, 1970). Все это позволяет считать указанные осадки тазовскими, учитывая их смыкание с озерно-ледниковыми осадками тазовского подпрудного бассейна, а последних — с тазовской мореной.

В бассейне среднего Приангарья тазовскими отложениями следует считать отложения верхней части IV надпойменной террасы долины средней Ангары высотой 30—35 м. Аллювий этой террасы представлен глинистыми и галечно-суглинистыми слоями. Сильная глинистость этих отложений, вероятно, является следствием усиления развития делювиальных процессов во время этой ледниковой эпохи. Э. И. Равский (1959) отмечает, что местами аллювиальные отложения IV террасы перемежаются с делювиальными.

В пределах Иркутского амфитеатра к тазовскому времени относятся осадки верхней части IV надпойменной террасы долины Ангары. В полутора километрах ниже устья р. Осы (правый приток Ангары) на правобережье Ангары IV терраса высотой около 30 м образует крутой обрыв, в котором над галечниками и песками, относимых нами к мессовским образованиям, лежит толща волнисто-переслаивающихся супесей общей мощностью около 3 м с четко заметными криогенными нарушениями — местами их слоистость круто изогнута, имеются клиновидные нарушения. Иногда наблюдаются линзочки гравия и глин. Вся эта толща обладает характерными признаками перигляциального аллювия и, являясь следующей после самаровского горизонта более молодой «холодной» толщей, должна относиться к тазовскому горизонту.

Тазовскими, как считает Э. И. Равский (1972), являются лёссовидные суглинки, палево-серые (слой 11), подстилающие мощную казанцевскую погребенную почву (см. разрез карьера Шамотного завода на с. 369). Подошва этих суглинков деформирована, причем этими деформациями (видимо, мерзлотными) нарушена и подстилающая их мессовская почва.

Отложения тазовского горизонта устанавливаются в ряде разрезов Центральной Якутии по присутствию сингенетических криогенных нарушений, холодных палинологических спектров и соотношению с мессовскими и казанцевскими осадками.

Отложения тазовского горизонта выделяются и в разрезе аллювия III надпойменной террасы Вилюя выше косослоистых песков и галечников, слагающих 5-метровую пачку основания аллювия террасы. Тазовские тонкозернистые пески и супеси с прослоями и линзами серых алевритов, как правило, горизонтально-слоистые, очень напоминают перигляциальный аллювий. По данным палинологических исследований М. М. Пахомова, они содержат пыльцу главным образом травянистых растений и кустарников, указывающих на ландшафт, близкий к лесотундровому.

На средней Лене в разрезе против о-ва Кыллах тазовскому времени соответствуют хорошо выраженные псевдоморфозы по ледяным клиньям, которые разбивают погребенную почву, венчающую осадки мессовского горизонта. Выше залегают пески, относящиеся к казанцевскому межледниковью.

В нижнем течении Алдана к тазовскому горизонту относятся суглинки и супеси в верхней части аллювия 35-метровой надпойменной террасы, в которых найдены остатки *Mammuthus primigenius* (раннего

типа), *Equus caballus* (крупная форма), *Dicrostopyx cf. simplicior*, *Lemmus obensis* и *Ochotona hyperborea*. Палинологические спектры из этих отложений характеризуют растительность тундрового типа. На правобережье Алдана этому горизонту, возможно, соответствуют валунно-галечниковые флювиогляциальные отложения, вскрывающиеся в Чуйском обнажении.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения верхнего плейстоцена подразделяются, как и среднеплейстоценовые, на четыре горизонта — казанцевский (межледниковый), зырянский (ледниковый), каргинский (межледниковый) и сартанский (ледниковый). Два ледниковых горизонта — зырянский и сартанский и разделяющий их каргинский объединяются в верхнечетвертичный ледниковый надгоризонт.

Казанцевский горизонт

В низовьях Ангары и на правобережье Енисея в районе Енисейского кряжа к казанцевским отложениям относятся террасы высотой 35 м. По данным С. П. Горшкова (1962 г.) и С. А. Лаухина (1966, 1967 г.), мощность отложений этой террасы достигает 30 м, причем большей частью она состоит из песков и супесей; галечные отложения местами маломощны. Отмечено, что эта терраса — наиболее древняя из сохранившихся. По данным палинологического изучения кернового материала скв. 35 у пос. Новоангарск (аналитик М. Б. Садикова), аллювий террасы охарактеризован спорово-пыльцевыми спектрами древесной влаголюбивой растительности с большим количеством пыльцы широколиственных пород (до 10 и даже 27 %). Сходные спорово-пыльцевые данные получены для разреза этой террасы у с. Чадобец. С. А. Лаухин отмечает, что в широтном отрезке Ангары из отложений террасы были собраны остатки *Coelodonta antiquitatis*, *Mammuthus primigenius*, *Bison priscus* aff. *deminutus*.

В пределах Тунгусской синеклизы казанцевские отложения представлены аллювиальными и озерными отложениями, а также погребенными почвами и торфяниками.

В бассейне р. Котуй (в западной части Аганылийской и Муруктинской впадин, в верхнем течении р. Котуй) на тазовской морене лежат озерные глины, алевриты, пески, оставленные послеледниковыми подпрудными бассейнами. Они вскрываются в цоколе послетазовских террас. В них снизу вверх по разрезу наблюдается постепенный переход от ленточнослоистых глин темно-серых, тонкоотмученных с включениями глинисто-карбонатных лепешковидных конкреций серого цвета к горизонтально-слоистым алевритам и мелкозернистым пескам. Мощность этих отложений в Аганылийской впадине достигает 20 м, в Муруктинской впадине — 50—70 м и в переходной зоне к плато Путорана — 100 м.

В нижней части разреза обнаружена пыльца эфедры и других ксерофитов, споры мхов, папоротников и тундровых плаунов. В верхах разреза спорово-пыльцевые спектры отражают условия межледниковья, т. е. они свидетельствуют о существовании бассейна как в ледниковое, так и в межледниковое время. Поэтому возраст их трактуется как тазовский и казанцевский нерасчлененные.

Казанцевские отложения в бассейне р. Котуй представлены также аллювиальными галечниками и галечно-песчаными отложениями, венчающими разрезы высоких послетазовских террас.

В строении аллювия, слагающего верхние части разреза 80—100-метровых террас (VIII—X по принятой для Котуя местной схеме счета), принимает участие пойменная и русловая фации мощность до 10 м.

В верхнем течении р. Тукалаан в цоколе II и III надпойменных террас под горизонтом основной морены первой стадии зырянского оледенения вскрыты горизонтально- и косослоистые галечники и гравийники в песчаном заполнителе видимой мощностью 5—8 м. Кровля галечников неровная, со следами гляциодислокаций. Возраст отложений, относимых к казанцевскому горизонту, определяется по их стратиграфическому положению в разрезе: они залегают на тазовско-казанцевских озерных образованиях, слагаая самые высокие уровни террас внеледниковой зоны зырянского оледенения или перекрыты основной мореной первой стадии зырянского оледенения.

В бассейне нижнего течения Нижней Тунгуски казанцевскими отложениями сложены аллювиальные накопления IV надпойменной террасы. Мощность их до 22 м. В ряде мест верхние части озерных толщ, сложенных в основном тазовскими осадками, относятся к казанцевскому времени, судя по их палинологической характеристике (Цейтлин, 1964). Спорово-пыльцевые спектры из всех указанных отложений однозначно свидетельствуют о существовании в это время темнохвойной тайги с преобладанием или значительным участием пихты.

В бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски к казанцевскому горизонту относятся отложения IV надпойменной террасы, имеющие существенно песчано-галечный состав и прекрасную окатанность галечного материала. В. Ю. Малиновский (1957 г.) указывает, что ель, сосна и береза преобладают в пыльцевых спектрах из этих отложений.

В среднем Приангарье казанцевскими осадками сложены, по-видимому, нижние горизонты III надпойменной террасы, — ее так называемый межледниковый (нормальный) аллювий. Высота этой террасы 20—25 м, а мощность казанцевского межледникового аллювия достигает 6—10 м. По данным Т. Д. Боярской (1961), в нижней части аллювия III террасы у дер. Кеуль доминирует пыльца древесных пород.

В пределах Иркутского амфитеатра казанцевский горизонт представлен как аллювиальными отложениями, так и погребенным почвенным комплексом. Аллювиальные образования залегают в нижней части III надпойменной террасы высотой около 20—22 м (для верхней Ангары). Очевидно, к осадкам этого времени относится накопление нижней части толщи III террасы р. Иркут у с. Максимовщина, близ выхода этой реки из Саянских гор (Равский, 1972). Нижняя, как мы считаем, казанцевская часть разреза этой террасы представлена галечниками русловой формации и переслаиванием суглинков, песков, супесей, которые, вероятно, можно отнести к старичным и пойменным образованиям. По данным спорово-пыльцевых анализов, проведенных Л. В. Голубевой, в нижней части разреза террасы преобладает пыльца древесных растений — сосны, ели, сибирского кедра, березы, лиственницы, присутствует пыльца пихты.

На Ангаро-Ленском междуречье к казанцевскому времени можно отнести аллювий нижней части 17-метровых третьих надпойменных террас притоков Ангары и Лены. Приуроченность русловых отложений к III террасе, взаимоотношения их с мерзлотными деформациями (подстилающие их отложения можно рассматривать как тазовские, а перекрывающие — как раннезырянские), дают определенные основания для суждения о казанцевском возрасте этих отложений.

Всеми исследователями указанного региона к казанцевскому горизонту относится мощная погребенная почва, четко выделяющаяся в разрезах субаэральных отложений. Разрез последних в карьере Шамотного завода на левобережье р. Белой приведен выше (см. с. 368). В указанном разрезе погребенная казанцевская почва (слой 10) мощностью в 1,2 м имеет четко дифференцированные генетические горизонты — гумусовый (0,7 м) и осветленный интенсивно карбонатизированный горизонт. И в почве, и под нею видно множество ископаемых кротовин. Очевидно, что почва эта может быть отнесена к типу черноземных. В других разрезах покровных отложений левобережья р. Белой

погребенная почва интенсивно нарушена мерзлотными деформациями: пятна ее карбонатной части «затащены» в гумусовый горизонт, а участки последнего оторваны и заключены в породах перекрывающего и подстилающего слоя. Видимо, на эту почву наложены мерзлотные нарушения зырянского времени. Мощность таких мерзлотно переработанных казанцевских почв может достигать 1,5 м.

В северной части Среднесибирского плоскогорья в бассейнах рек Анабар и Оленёк, благодаря исследованиям В. В. Жукова и др. (1968 г.), была выделена серия осадков, представленных песками, галечниками, местами переслаивающимися песками и супесями с прослоями растительного детрита и торфа. Из средней части разреза отложений Анабаро-Оленёкского района З. В. Алешинской (1961 г.) определены диатомей *Stauroneis acuta*, *S. phoenicenteron*, *Cymbella aspera*, *C. ehrenbergii*, *Gyrosigma attenuatum*, *Cymatopleura elliptica*, типичные для днепровско-валдайского межледниковья европейской части СССР. В верхней части обнаружен комплекс северо- и южнобореальных умеренно-теплолюбивых диатомей *Anomoeoneis sphaerophora*, *Navicula oblonga*, *Cymbella ehrenbergii*, являющихся руководящими для казанцевских отложений в низовьях Енисея. В тех же разрезах выделены три спорово-пыльцевых комплекса — два существенно лесных (нижний и верхний) и один с низким содержанием пыльцы древесных пород. В отложениях найдены также раковины пресноводных моллюсков.

На Вилюе в казанцевское время были сформированы песчано-галечниковые и супесчаные отложения нижней части аллювия II надпойменной террасы (22—25 м). Стратиграфическое положение этих отложений достаточно определено устанавливается из соотношения с залегающими выше суглинками, относящимися к зырянскому горизонту, и серией датированных по ¹⁴C отложений каргинского горизонта. Из отложений казанцевского горизонта на Вилюе известны многочисленные находки остатков млекопитающих, относящихся к позднепалеолитическому фаунистическому комплексу.

В низовьях р. Алдан в разрезе Чуйского обнажения выше сильно криотурбированных супесей с валунами, содержащих остатки *Dicrostonyx* cf. *simplicior*, залегают серия озерных осадков, относящихся к казанцевскому времени. В них по спорово-пыльцевым данным выделяются три растительных ассоциации (снизу вверх): в нижней части — темнохвойная тайга с участием сибирского кедра, выше — светлохвойная тайга, еще выше выделяется типичный лесотундровый комплекс.

Палеомагнитными исследованиями в нижней части озерной толщи установлена обратная намагниченность образцов, что, вероятно, соответствует эпизоду Блейк палеомагнитной эпохи Брюнес.

В Жиганском районе и долине р. Лены между ее притоками Мэнкэрэ и Ундюлюн выделяются озерно-аллювиальные мессовско-казанцевские отложения (Кинд, Колпаков, Сулержицкий, 1971), залегающие между моренами самаровского и зырянского оледенений. Вероятно, более детальное стратиграфическое расчленение ледниковых и межледниковых образований может быть сделано на разрезах более северных районов, например, в бассейне р. Джарджан, где были установлены межледниковые озерные осадки с торфом, подстилающие морену зырянского оледенения (Алексеев, Равский, Цейтлин, 1966).

В перигляциальной зоне более определенно выделяются аллювиальные и озерные отложения, относящиеся к казанцевскому межледниковью. В среднем течении Лены Г. Ф. Лунгерсгаузен был описан аллювиальные супеси, пески и галечники сангяхтахской террасы. Они представлены песками с прослоями галечников общей мощностью до 10 м и содержат остатки млекопитающих *Bison priscus*, *Equus caballus*, *Mammuthus primigenius*, *Alces alces*, а также пыльцу березы (до 48%), ольхи (40—50%), сосны (6—10%) и ели (4—5%). Возраст этих отложений определяется также их положением в системе ленских террас между покровским (самаровским) и натарским (зырянским) горизон-

тами. Более обосновано выделение 30-метровой толщи казанцевских аллювиальных отложений в верхней части разреза на правом берегу Лены у о-ва Кыллых (Шофман, 1974). Казанцевские отложения представлены желтыми песками, горизонтально- и волнистослоистыми, реже — косослоистыми. В составе палинологического комплекса преобладает пыльца древесных *Picea*, *Pinus sibirica*, *Pinus silvestris*. Ниже этой толщи выделен горизонт ископаемой почвы с псевдоморфозами по ледяным жилам, относящимися к тазовскому времени. Отложения с близкой палинологической характеристикой были описаны И. Л. Шофман (1974) также в верхней супесчаной пачке 40-метровой террасы на правобережье Лены против пос. Пеледуй.

Казанцевские отложения выявлены также М. Н. Алексеевым и другими в разрезе песчаной толщи на правом берегу Лены выше устья р. Ботомы. Здесь в погребенной почве в прижизненном состоянии сохранились остатки стволов деревьев с корневой системой. Спорово-пыльцевые анализы из почвы и подстилающего песчаного слоя характеризуют растительность темнохвойной тайги с участием сибирского кедра. Современная северная граница распространения кедра находится значительно южнее.

Верхнечетвертичный надгоризонт

Зырянский горизонт

В пределах правобережья Енисея (близ Енисейского кряжа) и в низовьях Ангары зырянскими отложениями сложена большая часть аллювия террасы высотой 23—27 м. Нижняя часть аллювия, меньшая по мощности, как отмечалось, вероятно относится к образованиям казанцевского горизонта. Зырянские осадки террасы представлены перигляциальным аллювием, часто с криотурбациями и включениями щебнево-валунного материала. Далее к северу, вниз по долине Енисея, эти отложения, сложенные толщей горизонтально-слоистых песков и супесей мощностью до 25 м, переходят в отложения обширной приледниковой озерно-аллювиальной равнины (фарковской, по С. А. Архипову), располагавшейся перед фронтом зырянских ледников.

К зырянским относятся также покровные лёссовидные суглинки, лежащие в толще покровных образований на более высоких террасах между казанцевской и каргинской погребенными почвами. В районе Енисейского кряжа к зырянскому времени относится, по-видимому, значительная часть щебнисто-глыбовых и щебнисто-суглинистых накоплений, образованных в результате интенсивного физического выветривания зырянского времени и развития делювиально-солифлюкционных процессов.

По спорово-пыльцевым данным зырянские отложения формировались в условиях распространения перигляциальных лесотундр, тундростепей. Содержание пыльцы *Betula nana* достигает 15—20 %, постоянно присутствуют арктические плауны, плаунковые, отмечена пыльца *Larix*, *Alnus* (С. А. Лаухин, 1967 г.). Фаунистические находки из этих отложений довольно многочисленны. По-видимому, из зырянских отложений происходят находки *Mammuthus primigenius*, *Equus caballus* (Фениксова, 1960) на правобережье Енисея против с. Атаманово; *Coelodonta antiquitatis*, *Vulpes vulpes* найдены по Ангаре у сел Проспихино, Богучаны, близ р. Народимая.

В пределах территории Тунгусского бассейна к зырянскому горизонту отнесен широкий комплекс ледниковых и перигляциальных осадков.

В бассейне р. Котуй зырянский горизонт представлен ледниковыми, водно-ледниковыми, озерными и аллювиальными отложениями трех последовательно убывающих стадий оледенения и межстадиальными речными отложениями.

Краевые ледниковые образования слагаются мореной, образующей гряды, перегораживающие долину р. Котуй в 7—9 км ниже р. Хирги, выше устья р. Мороло, непосредственно ниже оз. Дюпкун. Гряды прослеживаются по бортам долины, выходят на водоразделы и далее в Чирингдинскую котловину, в долину р. Чангады, в брошенную долину пра-Чангады, в верховья рек Меймечи, Мирюки и далее в долину р. Туколаан. Вскрытая мощность краевых ледниковых образований от 9 до 75 м.

Основная морена, погребенная под отложениями других фаций (озерных, речных), обнажается в цоколе террас лишь в верхнем течении рек Котуй и Туколаан. Мощность основной морены 3—5 м.

Озерные и озерно-ледниковые отложения, слагающие наклонные в сторону дна долины террасы подпрудных бассейнов внутриледниковых зон, примыкают с внутренней стороны к краевым ледниковым образованиям. Они широко распространены в верхнем течении р. Котуй, на отрезке от оз. Дюпкун до р. Хирги, в верховьях р. Чангады, Меймечи, Туколаан. Их наибольшая прослеженная мощность 19—20 м.

Озерные отложения перигляциальной зоны зырянского оледенения широко развиты в Аганыйлийской котловине на уровнях VII—V озерных террас (70—50 м) и представлены коричневыми алевритами с включением единичной гальки.

Флювиогляциальные отложения слагают VII, V и III надпойменные террасы р. Котуй на участках, примыкающих непосредственно к конечно-моренным грядам с внешней стороны. Мощность этих отложений 10—40 м.

Аллювиальные отложения зырянского горизонта слагают верхнюю часть VII—III цокольных надпойменных террас долины р. Котуй и ее притоков. Мощность аллювиальных отложений различных террас колеблется от 2 до 25 м.

Палинологический анализ пород показал, что спектры из ледниковых отложений характеризуются полным отсутствием древесной пыльцы. Для начала эпохи оледенения характерно преобладание в спектрах спор мхов, плаунов. В оптимуме оледенения в спектрах присутствует исключительно пыльца ксерофитов (попыней, лебедовых) с примесью злаков. В конце оледенения в спектрах отмечаются те же попыни, лебедовые, осоки; в небольшом количестве присутствует *Ephedra*, в незначительном количестве появляется пыльца кустарниковых. Для интерстадиалов характерно небольшое количество древесной кустарниковой пыльцы.

В бассейне нижнего течения Нижней Тунгуски отложения зырянского оледенения представлены основными моренами и конечно-моренными отложениями, озерно-ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями. Зона распространения зырянского оледенения локализуется в основном в пределах массива Путорана (Онёкская гряда), а также в пределах бассейнов правобережных притоков Нижней Тунгуски и только в самых низовьях последней охватывает часть и левобережье этой реки. Конечно-моренные образования этого оледенения имеют весьма свежий морфологический облик, высота конечно-моренных гряд достигает 50—70 м. По данным Н. Ф. Белостоцкой и А. А. Боручинкиной, конечно-моренные валы зырянского оледенения перекрывают IV надпойменную террасу рек Тембенчи и Кочумдэк, относящуюся к казанцевскому времени.

Озерно-ледниковые отложения обычно связаны с осадками III надпойменной террасы и представлены песчанистыми глинами голубовато-серого цвета с ясной и тонкой горизонтальной слоистостью мощностью 8—12 м. Они часто перекрываются песчано-галечными водно-ледниковыми отложениями.

Фаунистические остатки, связанные, видимо, с отложениями стадий деградации зырянского оледенения, принадлежат позднему варианту позднепалеолитического фаунистического комплекса — *Mammuthus pri-*

migenius (позднего типа), *Ovibos moschatus*, *Rangifer tarandus*, *Bison* sp. Спорово-пыльцевая характеристика зырянских отложений бассейна нижнего течения Нижней Тунгуски показывает, что максимуму оледенения соответствуют спектры тундрового (или тундро-степного) типа с преобладанием пыльцы трав (главным образом полыни и лебедовые) и спор тундровых плаунов.

Во внеледниковой зоне бассейна Нижней Тунгуски (в ее верхнем и среднем течениях) зырянские осадки слагают толщу III надпойменной террасы высотой 18—22 м. В них наблюдаются многочисленные криотурбации и даже линзы и клинья льда, а также включения делювиального материала и щебня. Из аллювия III террасы у пос. Наканно (В. Ю. Малиновский, 1957 г.) извлечены кости мамонта (*Mammuthus primigenius*) и бизона (*Bison priscus deminutus*), а из района ст. Косое — северного оленя (*Rangifer tarandus*). В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца трав, а среди них — полыни (Гитерман, 1960).

В среднем Приангарье к зырянскому горизонту принадлежат отложения средней и верхней части III надпойменной террасы высотой 20—25 м. Э. И. Равский (1959, 1972) указывает, что в этих отложениях найдены костные остатки мамонта (*Mammuthus primigenius*) раннего типа (?), северного оленя (*Rangifer tarandus*), бизона (*Bison* sp.).

В пределах Иркутского амфитеатра к зырянскому горизонту относится верхняя часть отложений III надпойменной террасы Ангары, имеющих все признаки осадконакопления в условиях перигляциальной обстановки — грубое волнисто-слоистое переслаивание супесей, песков, суглинков мощностью 6—8 м. В этих отложениях обнаружены четкие следы сингенетичных мерзлотных нарушений мощностью до 2,5 м и шириной в устье до 3 м. Мерзлотные деформации зырянского времени значительно больше по размерам, нежели деформации самаровского или тазовского времени.

К зырянским следует также отнести определенную часть покровных отложений (делювиально-сслифлюкционного генезиса), перекрывающих осадки IV и более высоких террас долин рек. В разрезе карьера Шамотного завода на р. Белой зырянский горизонт покровных отложений залегает непосредственно над казанцевской погребенной почвой.

С зырянскими отложениями связаны находки костных остатков ископаемой фауны млекопитающих: в бывшем карьере Шамотного завода в низовьях р. Белой — *Coelodonta antiquitatis*, *Equus caballus* subsp.?, *Bison* sp., *Rangifer tarandus*. Э. И. Равский (1972) отмечает также, что с верхними лёссовидными слоями аллювия III террасы связаны находки раковин моллюсков, типичных для перигляциальной среды (так называемый лёссовый комплекс моллюсков).

В долине р. Вилюя зырянскому оледенению отвечает пачка аллювия перигляциального типа разреза II террасы. В обнажении у Верхневилуйска Р. Е. Гитерман (1963 г.), М. М. Пахомов и др. (1975) установили спорово-пыльцевые комплексы, свидетельствующие о резком сокращении роли пыльцы деревьев за счет увеличения пыльцы травянистых растений. В этих же отложениях М. Н. Алексеевым (1961 г.) и М. М. Пахомовым и др. (1975) найдены остатки млекопитающих позднеледникового фаунистического комплекса с мамонтом позднего типа. Отложения зырянского времени содержат многочисленные сингенетические следы мерзлотных нарушений, включая довольно мощные (проникающие на глубину до 5 м) ледяные жилы. Перигляциальный аллювий зырянского оледенения на Вилюе подстилается в основании разреза II террасы аллювием казанцевского межледникового.

В Верхоянской горной стране зырянское оледенение было максимальным. Основная морена его распространена в предгорной области на правобережье Лены и Алдана. В районе Жиганска на левом берегу Лены морена в виде отдельных блоков заключена в песчаные отложения 40—45-метровой террасы. Согласно представлениям В. В. Колпакова, зырянский ледник у Жиганска переходил на левый берег Лены и

в обнажении этой террасы, таким образом, рекой вскрывается конечная морена зырянского оледенения. Несомненным, однако, является то, что ледник в какой-то степени блокировал реку, возможно, «отжимал» русло к западу. Сток в это время происходил по Линдинско-Хоруонкскому рукаву. В этой связи важно отметить, что верхояльские валуны наблюдались в основании песчаной толщи долинного зандра в низовьях р. Линды на расстоянии более 100 км от устья. Это достаточно определенно указывает на существование стока в направлении, противоположном современному течению р. Линды, т. е. на существование «гляциообсеквентного» Линденско-Хоруонкского рукава. В это время, по-видимому, существовал подпрудный бассейн, распространявшийся далеко к югу в пределы Центральной Якутской низменности.

В низовьях Алдана ледник, очевидно, надвигался на озеро, заполнявшее долину. Мощность морены до 12 м. Зырянская морена почти повсеместно перекрыта отложениями каргинского и сартанского возраста. Мощность конечной морены, имеющей пестрый, преимущественно галечниковый состав, достигает местами 40—50 м. Не исключено, что часть разреза мощного зырянского ледникового комплекса представляет собой флювиогляциальные образования. Из толщи ледниковых отложений, обнажающихся на правом берегу р. Алдан в 0,5 км ниже устья р. Куранах, с высоты 6 м над урезом реки был отобран образец древесины, для которого получена датировка более 35 000 лет (И. В. Гракова и др., 1971 г.). Таким образом, это в общем не противоречит отнесению ледниковых отложений в бассейне нижнего течения Алдана к зырянскому оледенению.

В перигляциальной зоне Центральной Якутии с зырянским ледниковым веком связывается часть разреза покровных суглинисто-супесчаных и тонкопесчаных отложений с ископаемыми льдами. Эти отложения залегают стратиграфически ниже каргинских торфяников и супесей. Они имеют различное происхождение. Частично это озерные осадки, вероятно, термокарстового типа, частично они представлены сингенетически мерзлыми, по-видимому, пойменными образованиями. Лед составляет около 50—60 % от объема породы и представлен как текстурообразующая льдом, так и крупными жилами сингенетического типа, проходящими через отложения на всю их мощность нередко на 10—20 м. Нижняя граница отложений четкая. Покровные лёссовидные отложения представлены также золотыми песчаными и пылеватыми накоплениями. Вероятно с зырянским временем можно связывать часть верхнечетвертичных ветрогранниковых горизонтов (В. В. Колпаков, 1973 г.), являющихся ярким свидетельством ландшафтов холодной пустыни. На Алдане для образца древесины из покровных отложений, венчающих самую высокую часть обнажения Мамонтова гора, была получена датировка по ^{14}C 45 000 лет. Из этих отложений происходят многочисленные остатки млекопитающих, принадлежащих к позднепалеолитическому фаунистическому комплексу (Вангенгейм, 1961).

Каргинский горизонт

Отложения каргинского горизонта по палеоклиматической характеристике в свете современных представлений весьма неоднородны. По радиоуглеродным данным каргинский отрезок времени длился примерно 25—26 тыс. лет. В течение этого времени устанавливается несколько фаз потеплений и похолоданий, однако в целом он безусловно относится к единому крупному ритму, имеющему характер межледниковья.

Для Приенисейской Сибири Н. В. Кинд (1974 г.) в пределах каргинского межледниковья выделяет раннекаргинское потепление (около 50 тыс. лет назад), раннекаргинское похолодание (около 43 тыс. лет назад), малохетское потепление (42—35 тыс. лет назад), конощельское похолодание (35—30 тыс. лет назад), липовско-новоселовское потепление (30—25 тыс. лет назад). Обычно в долине Енисея к каргинским от-

носят низы аллювия террасы высотой 14—16 м, имеющей нормальное строение аллювия.

С. А. Архиповым (1971) отмечено, что I надпойменная терраса среднего течения Енисея имеет два уровня (15—18 и 8—12 м) и что нижние части террасовой толщи в обоих случаях слагаются аллювием каргинского времени. Н. В. Кинд полагает, что во внеледниковой зоне долины Енисея на раннекаргинское время падает врез и накопленные «теплого» аллювия (вероятно, малохетской фазы) II (III) террасы, а на позднекаргинское время накопление «теплого» аллювия I (II) террасы (липовско-новоселовской фазы).

С. А. Лаухин (1967 г.) тоже склонен считать каргинскими осадками II и нижней части I надпойменной террасы Ангары. Этим исследователем (С. А. Лаухин и др., 1970 г.) приведены данные, показывающие, что возраст русловых галечников I террасы (10—12 м) р. Чадобец $24\,800 \pm 120$ лет, а возраст русловой фации II террасы (14—16 м) р. Иркинеевой (реки Чадобец и Иркинеева — правые притоки низовьев р. Ангары) $41\,600 \pm 1300$ лет и $37\,950 \pm 1300$ лет. Эти данные подтверждают мнение Н. В. Кинд о времени формирования каргинских террас. Н. В. Кинд (1974 г.) дает описание разреза высокого каргинского уровня — над аллювием малохетского потепления залегает перигляциальный аллювий конощельской фазы, слагающий верхнюю аллювиальную толщу этого уровня каргинских террас.

Наиболее оптимальные ландшафтно-климатические условия характеризуют раннекаргинскую (малохетскую фазу) часть аллювия. Для разрезов р. Иркинеевой (С. А. Лаухин и др., 1972 г.) в русловых фациях констатировано присутствие унионид *Unio annulatus* (форм, не обитающих теперь в Сибири), шишек *Picea obovata* (более крупных, чем современные), цветковых и споровых растений, ареалы которых теперь располагаются значительно южнее и западнее низовьев Ангары. По спорово-пыльцевым данным установлено, что в то время были распространены сосново-березовые леса с примесью ели, пихты, кедра. Это указывает на климат более теплый и более влажный, чем современный.

Позднекаргинское потепление (30—25 тыс. лет назад) характеризуется климатом сходным с современным, судя по спорово-пыльцевым данным (С. А. Лаухин и др., 1970 г.). Ряд исследователей (Архипов, 1971; Н. В. Кинд, 1974 г.) отмечает преобладание пыльцы ели. С. А. Лаухин (1967 г.) в низовьях р. Чадобец обнаружена обильная фауна крупных млекопитающих, приуроченная к русловому аллювию террасы мощностью 10—12 м. Здесь определены мамонт (поздний тип), бизон, лошадь, носорог, гигантский олень (*Megaloceros* sp.), северный олень.

Палеонтологической характеристики кратковременного похолодания, разделяющего две каргинские фазы потепления, для среднего Енисея и нижней Ангары пока не имеется. Однако криогенные нарушения, идущие из этого горизонта похолодания наложенные на раннекаргинский «теплый» аллювий, свидетельствуют о весьма суровых климатических условиях конощельского времени.

В бассейне р. Котуй к каргинскому горизонту отнесен аллювий II надпойменной террасы (12—25 м), включающий русловые, пойменные и старичные фации. Мощность аллювия 12—18 м.

В отложениях каргинского горизонта обнаружена пыльца древесной растительности, характерная для межледниковых эпох: *Picea*, *Pinus salvestris*, *Larix*, *Betula* sec. *Albae*, *B.* sec. *Nanae*, *Alnaster*. По палеологическим анализам в отложениях каргинского горизонта в долине р. Мойеро установлено наличие лиственницы, сибирской ели, березы, а также травянистых растений, характерных для лесных зон Северной Сибири.

В долинах рек Курейки, Норилки и Северной каргинские отложения представлены аллювиальными галечниками и песками (15—25 м)

и озерными осадками (до 40 м). Они лежат на зырянских отложениях и местами перекрыты сартанскими моренами (С. А. Стрелков, В. Д. Дибнер и др., 1959 г.).

В бассейне нижнего течения Нижней Тунгуски каргинские отложения разделены этапом врезания (между III и II террасами) и, кроме этого, этапом похолодания (криотурбации в верхах аллювия III террасы), что близко напоминает строение каргинского межледникового комплекса в долине Енисея. По древесине из этих осадков определен возраст аллювия — $37\,000 \pm 1900$ лет.

В бассейне среднего и верхнего течения Нижней Тунгуски к каргинскому горизонту относится погребенная почва, перекрывающая аллювий нижней части III надпойменной террасы, и аллювий нижней части II надпойменной террасы. Стратиграфическое положение погребенной почвы достаточно определено: она лежит на зырянском аллювии и перекрывается сартанскими покровными образованиями. В долине Нижней Тунгуски в 12 км выше с. Наканно из торфяника, синхронного аллювию II надпойменной террасы, была получена датировка по ^{14}C — $28\,800 \pm 500$ лет (В. В. Чердынцев и др., 1969 г.), которая подтверждает правильность отнесения к каргинскому горизонту описанных образований.

В среднем Приангарье каргинскими отложениями сложены осадки нижней части II надпойменной террасы высотой 14—17 м, межледниковый аллювий которой представлен галечными (руслевая фация) и песчано-супесчаными осадками (пойменная фация). Э. И. Равский (1959) сообщает, что из нижней части аллювия этой террасы близ устья р. Муры Б. Н. Леонов извлек череп молодой особи длиннорогого бизона (*Bison priscus* aff. *longicornis*). В спорово-пыльцевых спектрах из аллювия II террасы рек Чадобец и Ангары у дер. Проспихино доминирует пыльца древесных (60—80 %) — сосны, пихты, ели, березы. В нижнем течении р. Чадобец извлечена древесина из русловой фации I надпойменной террасы (С. А. Лаухин и др., 1970 г.). Радиоуглеродная датировка этой древесины дала возраст $24\,800 \pm 120$ лет. Вероятно, в действительности это II терраса.

В пределах Иркутского амфитеатра, в частности в Верхнем Приангарье, каргинские отложения представлены погребенной почвой, перекрывающей аллювий террасы высотой 15—16 м, и аллювием нижней части террасы высотой 12 м. В долине р. Белой, левого притока Ангары, с 15—20-метровой террасой связаны палеолитическая стоянка Мальта (рис. 10). Эта терраса, считающаяся здесь третьей надпойменной, сложена в нижней части нормальным межледниковым аллювием — галечниками (до 2 м) и песками (до 0,5 м), а выше перекрывается перигляциальным аллювием — слоистыми лёссовидными суглинками и выше покровными супесями. Суглинки маломощные с четкими следами солифлюкционных нарушений. Между суглинками и супесями располагается плохо выраженная погребенная почва лесного типа, сильно деформированная мерзлотными нарушениями. Эта почва по ряду признаков относится к каргинскому времени (Цейтлин, 1979). Кроме того, по радиоиониевому методу В. В. Чердынцев (1961 г.) получил возраст культуры стоянки Мальты, существовавшей на уже сформированной погребенной почве, равный $23\,000 \pm 5000$ лет (см. рис. 10).

Нельзя исключить и тот вариант, что каргинскими могут быть галечники и пески низов аллювия мальтинской террасы. В этом случае указанный разрез может быть истолкован следующим образом: русловые галечники и пойменные пески — межледниковые раннекаргинские образования, лёссовидные слоистые суглинки — перигляциальный аллювий внутрикаргинского похолодания, а погребенная почва — заключительный этап каргинского межледникового времени. Эта трактовка находится в согласии с последними представлениями о расчленении каргинского межледникового комплекса (Н. В. Кинд, 1972, 1974 г.).

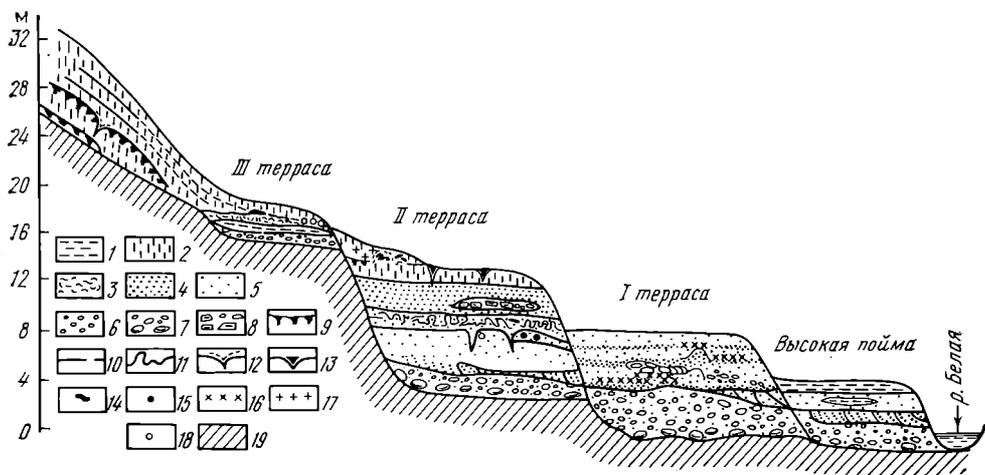


Рис. 10. Строение аллювиальных отложений низких террас р. Белой и покровных образований в Мальтинской излучине и положение культурных горизонтов палеолита

1 — суглинок; 2 — лёссовидные суглинки и супеси; 3 — лёссовидные отложения, затронутые криогенными нарушениями; 4 — мелко- и тонкозернистый песок; 5 — средне- и крупнозернистый песок; 6 — гравий; 7 — галечник и валунник; 8 — щебень и глыбы; 9 — межледниковые погребенные почвы; 10 — межстадиальные нарушенные мерзлотой погребенные почвы; 11 — карбонатное землястое вещество; 12 — псевдоморфозы по жильным льдам; 13 — грунтовые жилы; 14 — находки остатков грызунов; 15 — ископаемые кротовины; 16 — культурные горизонты стоянки Усть-Белая; 17 — культурный горизонт стоянки Черемушник; 18 — культурный горизонт (нижний) стоянки Мальта; 19 — коренные (кембрийские и юрские) породы

Среди покровных отложений каргинская почва выделяется как сильно переработанное мерзлотой образование. В разрезе карьера Шамотного завода в долине р. Белой (см. выше — слой 6) она имеет мощность 0,4 м, сильно деформирована и местами разорвана, однако генетические горизонты четко различимы.

Каргинским считается и аллювий нижней части 12-метровой террасы. Очевидно, что формированию описанной выше лесной почвы над аллювием 16-метровой террасы отвечает образование уступа этой террасы и накопление межледникового аллювия 12-метровой террасы.

Судя по погребенной каргинской почве, относящейся к типично подлесной, время накопления осадков каргинского горизонта было не холоднее современного на этой территории и должно, следовательно, рассматриваться как межледниковое.

На востоке Сибирской платформы каргинские межледниковые отложения достаточно уверенно выделяются как в ледниковой, так и в перигляциальных зонах.

На Вилюе каргинские аллювиальные пески и галечники залегают в низах I надпойменной террасы. На правом берегу Вилюя в 3,5 км ниже пос. Верхневилуйска был изучен разрез I террасы. Мощность косослоистых песков с галькой и гравием не превышает здесь 2,5—3 м. Для обломка древесины из этих отложений была получена датировка $34\ 800 \pm 1000$ лет. В разрезе покровной серии осадков к каргинскому межледниковому горизонту относится верхний торфяник в обнажениях левого берега Вилюя ниже устья р. Чебыды и торфяник, залегающий на аллювии IV террасы у устья р. Тыалычима. Для обломков древесины из этих торфяников получены даты: соответственно для первого $37\ 000 \pm 1300$ лет, для второго $42\ 000 \pm 1500$ и $36\ 600 \pm 500$ лет. Торфяник в обнажениях ниже устья р. Чебыды подстилается суглинисто-супесчаными отложениями озерного происхождения. В суглинках найдены обломки стволов лиственниц. Для одного из обломков была получена дата $46\ 300 \pm 2500$ лет. Время формирования торфяника и перекрывающей его 3-метровой пачки озерных суглинков, по данным палинологических исследований (Р. Е. Гитерман, 1963 г.; Пахомов и др., 1975), характеризуется относительным потеплением климата. Оно вы-

ражено в появлении лесных сообществ, состоящих из лиственницы, березы, ели и сосны.

С отложениями каргинского межледникового горизонта связаны многочисленные остатки фауны верхнепалеолитического комплекса с *Mammuthus primigenius* позднего типа.

В перигляциальной зоне Центральнаякутской низменности отложения каргинского горизонта выделяются в разрезах аллювия террас и покровных толщ. Возраст их обосновывается радиоуглеродными датами в пределах примерно от 45 до 25 тыс. лет. В бассейне р. Алдан к каргинскому горизонту отнесены суглинки и супеси, вскрывающиеся в верхней части 80-метрового уровня обнажения Мамонтова гора и датированные по ^{14}C $36\,400 \pm 600$ лет; там же остатки древесины из серых суглинков кровли 50-метровой террасы Алдана, собранные с глубины 3 и 8 м от поверхности, были датированы соответственно $40\,600 \pm 550$ и $44\,000 \pm 1900$ лет. Для образца древесины из покровных суглинков 30-метровой террасы Алдана была получена дата $35\,300 \pm 1500$ лет.

В долине р. Алдан с каргинскими отложениями связаны позднепалеолитические стоянки Усть-Миль и Ихине-II. Здесь в цоколе надпойменных террас, перекрытом сартанскими осадками, в слоистых супесях и суглинках лежит кремневый инвентарь и кости лошади, бизона, мамонта, шерстистого носорога, северного оленя. На стоянке Ихине-II по древесине получено девять датировок по ^{14}C от $24\,330 \pm 200$ до $31\,200 \pm 500$ лет, на стоянке Усть-Миль четыре даты от $30\,000 \pm 500$ до $35\,400 \pm 600$ лет (Мочанов, 1977; Цейтлин, 1979).

В нижнем течении Лены для межледниковых каргинских отложений было получено 11 радиоуглеродных дат (Кинд, Колпаков, Сулержицкий, 1971) от $37\,300 \pm 700$ до $33\,600 \pm 700$ лет. Их мощность колеблется от 4 до 40 м.

В долине средней Лены к каргинскому горизонту относятся аллювиальные отложения II надпойменной террасы (за исключением верхней части разреза с криогенными текстурами, соответствующими сартанскому оледенению). Спорово-пыльцевые спектры, полученные из аллювия II террасы Лены, свидетельствуют о распространении сосновых и березовых лесов с участием сибирского кедра. Климат времени накопления аллювия был, очевидно, близок к современному (И. Л. Шофман, М. В. Ревердатто, 1972 г.).

Внутри каргинского горизонта выделяется фаза похолодания — так называемая жиганская ледниковая стадия, которую Н. В. Кинд, В. В. Колпаков, Д. Д. Сулержицкий (1971) по данным радиоуглеродного датирования относили к интервалу 31—33 тыс. лет.

Жиганская стадия оставила конечную морену между реками Собопол и Мэнкэрэ и в долинах рек Бытантай, Улахан-Саккырыр, Бухурук, Дулгалах. Крупные поля основной морены выделяются на правом берегу нижнего течения Лены и Алдана. В. В. Колпаков считает, что около Жиганска имеются следы перехода ледника этой стадии на левый берег Лены.

По составу морена не отличается от зырянской. Это темно-серый валунный суглинок мощностью 2—20 м. От стадии сартанского оледенения жиганская ледниковая стадия отделялась теплым промежутком — позднекаргинским, в течение которого в низовье Лены сформировался аллювий III надпойменной террасы (20—30 м) с низким цоколем, прослеженной у пос. Жиганск. Возраст аллювия по ^{14}C 29—30 тыс. лет (Кинд, Колпаков, Сулержицкий, 1971; Н. В. Кинд, 1974 г.). К этому же теплему позднекаргинскому времени относится и дата $26\,000 \pm 1600$ лет, определенная по трупу чекуровского мамонта, извлеченного из основания 20-метровой террасы (II) в низовьях Лены. По палинологическим данным, в это время была распространена таежная растительность (Коржуев, Федорова, 1962).

В районах, примыкающих к Енисейскому кряжу — правобережье Енисея, низовья Ангары, сартанские образования слагают верхнюю часть террасы высотой 14—16 м (Архипов, 1971) и в основном террасу высотой 10—12 м.

В структуре сартанского горизонта, по данным литолого-фациального и палеоклиматического анализов, а также на основании многочисленных радиологических измерений, различают несколько подгоризонтов: во временном интервале от 25 до 13 тыс. лет назад — нижний подгоризонт, характеризующийся в целом холодной климатической обстановкой; от 13 до 11 тыс. лет назад — средний подгоризонт — интерстиадальное потепление, разделенное в середине кратковременным похолоданием; от 11 до 10 тыс. лет назад — верхний подгоризонт с весьма холодной климатической характеристикой.

Нижний подгоризонт обычно представлен в террасовых образованиях перигляциальным аллювием с многочисленными криогенными нарушениями. Мощность этого аллювия редко превышает 10 м.

Палинологическая характеристика отложений нижнего подгоризонта неоднородна: первый ее этап (примерно до 20 тыс. лет назад) был несколько более влажным. С. А. Архипов (1971) на основании изучения материалов Т. П. Левиной пришел к выводу, что в это время были распространены разреженные леса; следующий этап (19—16 тыс. лет назад) — наиболее холодный и сухой — характерен типично перигляциальной растительностью с преобладанием травянистых и среди них ксерофитов. Заключительный этап нижнего подгоризонта был несколько влажнее, ландшафтная обстановка, вероятно, напоминала лесотундровую.

В отложениях нижнего подгоризонта найдены многочисленные остатки фауны позднего варианта верхнепалеолитического фаунистического комплекса — мамонты, носороги, бизоны, лошади, северный олень и др.

Средний подгоризонт обычно представлен маломощным русловым аллювием, залегающим в основании низкой надпойменной террасы. Стратиграфическим аналогом этого горизонта являются две сближенные маломощные криотурбированные погребенные почвы, кроющие аллювий нижнего подгоризонта. Фаунистические находки из отложений этого подгоризонта редки. Но если судить по фауне из палеолитических стоянок в районе Красноярска, относящихся к этому временному интервалу (Бирюса, Переселенческий пункт), то для них характерны северный олень, дикий баран, бизон, козел сибирский, косуля, лось, дикая лошадь, заяц.

Период образования отложений верхнего подгоризонта был наиболее коротким, однако за это время сформировался перигляциальный аллювий небольшой мощности, перекрывающий русловой аллювий низкой сартанской террасы. С ним связаны мощные криогенные нарушения полигонально-трещинного типа (С. П. Горшков, 1962 г.; Цейтлин, 1973). Вероятно, климат времени образования верхнего подгоризонта был весьма холодным.

Для времени формирования нижнего и верхнего подгоризонтов сартанского горизонта характерны лёссовидные покровные отложения, представленные суглинками, а также золотые накопления. Сартанские суглинки формируют два верхних слоя покровных толщ, развитых на более высоких террасовых уровнях. Иногда между указанными слоями можно видеть две маломощные сближенные погребенные почвы среднего сартанского подгоризонта. Эоловые формы — обычно деформированные дюны — характерны для рельефа поверхностей более древних террас, особенно тех, которые сложены песками.

В рельефе поверхностей сартанских террас Приенисейской Сибири отчетливо видны следы полигонально-трещинных криогенных структур и следы пойменного рельефа.

В районе Красноярска известны палеолитические стоянки Афонтова гора I, Афонтова гора II (возраст нижнего культурного слоя $20\,900 \pm 300$ лет и, предположительно, верхнего культурного слоя $11\,335 \pm 270$ лет), Афонтова гора III, Афонтова гора IV, Бирюса, Переселенческий пункт и др., а также в 100 км ниже Красноярска — Дружиниха.

На территории Тунгусской синеклизы отложения сартанского горизонта распространены достаточно широко.

В бассейне р. Котуй к этому горизонту относятся ледниковые, водно-ледниковые, озерные и аллювиальные отложения.

Ледниковые отложения слагают конечно-моренные гряды и холмы, оставленные в долине верхнего течения р. Котуй на участке от оз. Харпичи до р. Люксина наиболее молодым долинным оледенением. Отдельные моренные холмы достигают высоты 30 м. В долине р. Котуй имеются по крайней мере две конечно-моренные гряды сартанского оледенения. К внешней из них примыкает I надпойменная терраса р. Котуй. По данным Л. Л. Исаевой и С. М. Андреевой (1970 г.), в долине р. Котуй для I надпойменной террасы характерно присутствие большого количества жил и линз льда.

Водно-ледниковые и озерные отложения слагают 30—60-метровые озерные террасы. Их накопление происходило в условиях подпрудного бассейна. Они представлены валунно-галечно-песчаными осадками, очевидно, прибрежных фаций, а также более глубоководными слоистыми песками и глинистыми алевроитами коричневатого-серого цвета.

В перигляциальной зоне в долине р. Котуй и его притоков аллювиальные отложения сартанского горизонта слагают I аккумулятивную террасу. Мощность аллювия 7—12 м.

Спорово-пыльцевые спектры сартанского времени характеризуются преобладанием пыльцы травянистых растений: вересковых, осок, а также спор тундровых плаунов и мхов. На значительном удалении от центра оледенения, в бассейне среднего течения р. Котуй в сартанских отложениях отмечается пыльца угнетенной древесной растительности.

В бассейне нижнего течения Нижней Тунгуски сартанские осадки представлены ледниковыми отложениями, перигляциальным аллювием, покровными образованиями. Ледниковые отложения сартанского горизонта распространены в центральной части массива Путорана и отмечены только в верховьях правобережных притоков Нижней Тунгуски. Конечно-моренные валы этого оледенения четко выражены в рельефе и прослеживаются вокруг центра массива Путорана. Высота валов 15—25 м и даже 40 м.

В комплексе сартанских ледниковых образований выделены озерно-ледниковые и водно-ледниковые отложения. Озерно-ледниковые отложения в ряде мест внутри границ сартанского оледенения достигают мощности 40 м (Ю. П. Пармузин, 1959 г.).

Вне области развития оледенения отложения сартанского горизонта представлены аллювием средней и верхней части II надпойменной террасы и частично I надпойменной террасой. Это песчано-галечно-гравийные отложения, нарушенные многочисленными и крупными криотурбациями, мерзлотными клиньями.

В сартанское время происходит интенсивное накопление делювиальных отложений, перекрывающих поверхности всех более высоких террас. Эти отложения, преимущественно суглинки, также содержат многочисленные криотурбации. В отдельные отрезки этого ледникового времени создавались условия развития для эоловой деятельности; деформированные дюны наблюдаются не только на высоких террасах, но и на поверхности II надпойменной террасы, что свидетельствует об эоловых процессах позднесартанского времени. По спорово-пыльцевым

данным, сартанские отложения бассейна нижнего течения Нижней Тунгуски накапливались в условиях безлесного ландшафта со скудной травяной растительностью.

В бассейне среднего и верхнего течения Нижней Тунгуски сартанскими осадками сложена верхняя часть отложений II надпойменной высотой 12—15 м и нижняя часть (8—9 м) толщи I надпойменной террасы. Во II террасе — это пески, часто волнисто-слоистые с криогенными нарушениями, а в I террасе — галечники и пески. Для поверхности II террасы также характерно широкое развитие деформированных дюн. По данным Р. Е. Гитерман (1960), отложения верхней части II террасы характеризуются господством пыльцы недревесных растений, а среди них полыней (до 76 %). Для I террасы также отмечается преобладание недревесной пыльцы, но в верхней части ее отложений возрастает процентное содержание пыльцы древесных.

В среднем Приангарье к сартанским образованиям относятся аллювий верхней части II (14—17 м) надпойменной террасы и нижней половины I (8—12 м) надпойменной террасы. Это преимущественно пески, среди которых иногда встречаются линзы и прослои глин. Э. И. Равский (1972) приводит сведения о фаунистических находках в Приангарье в отложениях I террасы: мамонта, лошади, северного и благородного оленя, лося, сайги. Не исключено, что часть фаунистических находок может относиться ко времени позднесартанских интерстадиалов, т. е. характеризует более умеренные условия, чем перигляциальные. Кроме того, из I террасы р. Эдучанки (левобережный приток средней Ангары) Э. И. Равским собрана коллекция пресноводных и наземных моллюсков, которые, по определением А. И. Москвитина, представлены в ряде случаев угнетенными формами.

По данным спорово-пыльцевых анализов (М. П. Гричук, 1959 г.; Боярская, 1961), аллювий I террасы накапливался в условиях остепнения при сохранении на отдельных участках светлохвойной разреженной тайги и березовых редколесий. Но нижние горизонты аллювия этой террасы формировались в условиях распространения смешанных хвойных лесов (вероятно, во время позднесартанских интерстадиалов).

К отложениям сартанского горизонта в пределах Иркутского амфитеатра относятся осадки верхней части II надпойменной террасы высотой от 12 до 15 м и нижней половины I надпойменной террасы высотой около 8 м. Кроме того, почти повсеместно на всех более высоких террасах, начиная со II надпойменной, имеются покровные отложения сартанского времени, а на террасах, сложенных песками, — сартанские эоловые отложения.

В 15 км ниже устья р. Осы на правом берегу Ангары строение 16-метровой террасы изучено при раскопках палеолитической стоянки Красный Яр. Здесь толща переслаивающихся песков и супесей мощностью до 7 м несет все признаки перигляциального аллювия — линзовидность и волнистая слоистость, обилие мерзлотных текстур, наличие дресвяно-гравийного материала и т. д. Костные остатки фауны из культурных слоев палеолита также свидетельствуют о перигляциальных условиях ее обитания. В верхнем культурном горизонте обнаружены остатки лошади, северного оленя, зубра, медведя, зайца, полевок, белой куропатки, в нижнем культурном горизонте — остатки носорога, мамонта, бизона, северного оленя, песка (?) (Аксенов, Медведев, 1967).

Геологические условия залегания культурных горизонтов этой стоянки и их археологическая характеристика дают право считать нижний культурный горизонт раннесартанским, а верхний — позднесартанским.

С позднесартанским временем связано образование уступа II надпойменной террасы и аккумуляция аллювия нижней и средней частей I надпойменной террасы. Выработка указанного уступа и накопление нижней части аллювия I террасы, очевидно, падает на время позднесартанских интерстадиалов — примерно 13—11 тыс. лет от наших дней (аналогов бёлинга и аллерёда Европы). Возможно, к этому времени

следует отнести находки остатков благородного оленя, лошади, бизона, косули, составляющих комплекс III культурного горизонта палеолитической стоянки Верхоленская гора у г. Иркутска и датированных по ^{14}C $12\,570 \pm 180$ лет (М. П. Аксенов, 1969 г.).

С сартанским временем связано формирование значительной по мощности толщи покровных суглинков. Так, в разрезах карьера Шамотного завода и у с. Мальта на левобережье р. Белой толщи сартанских покровных суглинков и супесей соответственно составляют 4,2 и 0,8 м. Покровные суглинки этого времени почти повсеместно несут следы мерзлотных нарушений.

Эоловые отложения сартанского времени широко распространены и наблюдаются от уровня II надпойменной террасы и выше. Особенно отчетливо формы деформированных в настоящее время дюн сартанского возраста видны в долине р. Белой — на поверхности III террасы у урочища Сосновый Бор. Отнесение эоловой переработки к сартанскому времени подтверждается характером археологических культур, заключенных в толщах дюн, — их мезолитическим и позднепалеолитическим обликом.

На востоке Сибирской платформы сартанский горизонт представлен комплексом ледниковых отложений и перигляциальными, аллювиальными, делювиально-солифлюкционными, криогенными и эоловыми образованиями.

В бассейне Вилюя к сартанскому горизонту относятся аллювиальные отложения I надпойменной террасы. Аллювий этой террасы, перигляциальный по облику, характеризуется наличием следов сингенетических ледяных клиньев и псевдоморфоз по ним. По палинологическим данным (Пахомов, Шофман, Прокопчук, 1975), в разрезе I террасы Вилюя выделяются холодные и относительно теплые фазы, указывающие на климатические колебания.

К сартанскому горизонту относится также верхняя часть покровных суглинков и супесей с линзами торфа и гиттий, а также широко распространенные эоловые образования — дюнные пески в бассейне нижнего течения Вилюя. Для покровных толщ очень характерны мощные ледяные жилы, проникающие из-под маломощного голоценового делювия или торфяников на глубину до 10 м. Это последняя генерация самых мощных ледяных жил, свидетельствующая о холодном и весьма сухом климате времени сартанского оледенения. Статорегион сартанского ледникового горизонта приурочен к троговым долинам в верховьях р. Сартанг — правого притока р. Яны, на юге Верхоянского хребта. Здесь в 30-х годах Т. Н. Спичарский впервые описал ледниковые отложения и формы горно-долинного сартанского оледенения.

На правобережье Лены, в Приверхоянье, ледники распространялись почти столь же широко, как и во время зырянского оледенения. Оледенение было многостадийным. В западном Приверхоянье проявились три стадии, каждая из которых оставила конечно-моренные гряды, основные морены, водно-ледниковые отложения, озерно-ледниковые отложения.

Морены сартанского оледенения можно видеть на Лене в пос.

Тунгус-Хая, на Алдане в 25 км выше устья р. Тукулан, на реках Уель-Сиктях, Менкере, Собопол, Оручан, Ундюлюнг и др.

Первая, улахан-кюельская стадия сартанского оледенения представлена серией крупных конечно-моренных амфитеатров в западном и восточном Приверхоянье. Каждый из них ограничен конечно-моренным валом и имеет вид отстойника с серией озерно-ледниковых и флювиогляциальных террас, сложенных галечниками, темно-серыми песками и супесями мощностью до 50 м. Более высокие участки покрыты основной мореной. На них можно также видеть водно-ледниковые отложения, озы и камы. Строение конечно-моренных валов сложное, и они выполнены преимущественно галечно-валунным материалом. Мощность отложений до 110 м. С улахан-кюельской стадией связано разви-

тие дефляционной пустыни, реликты которой — ветрогранники наложены на морену жиганской внутрикаргинской стадии и широко распространены в бассейне нижнего течения Лены. Этот горизонт ветрогранников можно видеть в поселках Бестях, Бахынай, Жиганск, Сиктях и во многих других местах между устьем Вилюя и пос. Кюсюр.

Следующая, сигенехская стадия оставила относительно менее четкие конечно-моренные сооружения на реках Джарджан, Мэнкэрэ, Нимингде, Собопол, Келе. Они как бы вписываются в улахан кюельские дуги и повторяют их строение. От моренных окончаний сигенехской стадии вниз по Бегиджяну, Собополу и другим рекам прослеживается флювиогляциальная терраса высотой 12—22 м, сложенная галечниками и местами (в верхней части) песками. Большая мощность ее отложений существенно отличает их от современного аллювия на тех же реках. Через низовья рек Ундюлюнг, Оручан, Бегиджян и другим параллельно Лене протягивается полоса шириной в несколько километров, в пределах которой распространены ветрогранники и гряды эоловых песков, синхронные сигенехской стадии.

С последней, сегемдинской стадией сартанского оледенения связаны прекрасно выраженные ближние к горам конечно-моренные амфитеатры, расположенные у нижнего окончания троговых долин Тукулана, Келе, Тумары, Дянышки, Ундюлюнга, Собопола, Нимингде, Менкере, Джарджана и др. Для верхней части песчаной толщи, выполняющей внутреннюю часть конечно-моренного амфитеатра на р. Ундюлюнг, радиоуглеродные пробы показали возраст $15\,100 \pm 60$ и $15\,850 \pm 60$ лет.

В перигляциальной зоне времени сартанского оледенения распространены перигляциальный аллювий, делювиально-солифлюкционные, криогенные и эоловые образования. В долине средней Лены климатические колебания, характерные для времени сартанского оледенения, установлены в аллювии I надпойменной террасы, вскрывающейся в обнажении правого берега реки выше пос. Допарай (И. Л. Шофман, М. В. Ревердатто, 1972 г.). По данным палинологических исследований, в разрезе I террасы Лены зарегистрированы три фазы потепления и две фазы похолодания. В нижней части аллювия выделяется горизонт с сингенетическими криогенными текстурами.

Р. Е. Гитерман (1963 г.) отмечает, что по палинологическим данным в перигляциальной зоне сартанского оледенения Центральной Якутии было характерно господство злаково-разнотравных ассоциаций со значительным участием ксерофитов.

В долине р. Алдан к сартанскому горизонту относятся отложения большей части II надпойменной террасы и нижней части I надпойменной террасы. В долине среднего и нижнего течения р. Алдан эти толщи испытали тектоническое опускание и перекрыты голоценовыми пойменными осадками. Погружение террасовых комплексов было столь значительным, что сартанские перигляциальные супеси перекрыли даже толщину III надпойменных террас. С комплексами сартанских отложений связаны позднепалеолитические стоянки — Дюктайская пещера (датировки по углям и древесине от 12 100 до 14 000 лет), Верхнетроицкое (даты по древесине от 14 530 до 18 300 лет), Ихине-1 и др. Костные остатки фауны из этих стоянок — мамонт, шерстистый носорог, бизон, лошадь, овцебык, северный олень, лось, снежный баран, пещерный лев, волк, лисица, песец, заяц, копытный и обский лемминг и др. (Мочанов, 1977; Цейтлин, 1979)

ГОЛОЦЕН

В районах правобережья долины Енисея и его притоков нижней Ангары, в пределах Енисейского кряжа голоценовые отложения слагают комплекс пойменных террас, верхнюю часть I надпойменной террасы, а также представлены элювиальными, делювиальными, коллювиальными и торфяно-болотными отложениями.

В пределах Иркутского амфитеатра голоценовыми отложениями сложены пойменные террасы и русловые накопления современных рек. Верхние части первых надпойменных террас слагаются раннеголоценовыми осадками.

На востоке Сибирской платформы к голоценовым отложениям относится целый ряд генетических типов отложений, включающий аллювий пойм крупных рек и первых террас и пойм их притоков, элювий, делювиально-солифлюкционные образования, коллювий, озерные и болотные суглинисто-супесчаные накопления, торфяники и гиттии, песчаные золотые образования (тукуланы). К голоцену относятся также образования криогенного типа.

АЛДАНСКОЕ НАГОРЬЕ

Исследования стратиграфии четвертичных и более древних кайнозойских отложений на Алданском нагорье начались сравнительно недавно (В. В. Скотаренко, 1968 г.; Е. И. Гунченко, 1972 г.; Е. Б. Хотина, 1975, 1978 гг.). Работы, проводившиеся в течение последних 11 лет, позволили внести существенные поправки в ранее существовавшие представления о геологии четвертичных и более древних кайнозойских образований Южной Якутии (Боярская и др., 1965; Ю. А. Билибин, 1939 г.; Дик, 1974; Корнилов, 1962; Механошин, 1972; Чемяков, 1961, 1975).

Приведенная в настоящем очерке стратиграфическая схема четвертичных отложений Алданского нагорья (Южная Якутия) является дополненным вариантом аналогичной схемы, вошедшей в качестве корреляционной в региональную стратиграфическую схему Средней Сибири, утвержденную МСК в 1980 г. (Прил. IX).

Алданское нагорье ограничено на западе долиной р. Олёкмы, на юге — Становым хребтом, на северо-востоке — хребтом Сетте-Дабан, а на юго-востоке — отрогами хребта Джугджур. Северной границей Алданского нагорья является Амгино-Ленский водораздел.

Центрально-Алданское нагорье, Становой хребет и Лено-Алданское плоскогорье — морфоструктуры с различным неотектоническим режимом и разными амплитудами блоковых движений, определяющими особенности распределения четвертичных образований. Для интенсивно поднимающегося Станового хребта характерны очень незначительные мощности четвертичных осадков (2—5 м) и преобладание среди них голоценовых гравитационных образований. В пределах Центрально-Алданского нагорья четвертичные отложения также имеют «сокращенные» мощности (до 12 м). Однако здесь, в отличие от Станового хребта, сохранились более древние элементы толщи четвертичных образований. На Лено-Алданском плоскогорье и в долинах рек Алдана, Амги, Май интенсивность блоковых поднятий в плейстоцене уступает таковой двух вышеупомянутых морфоструктур. В результате чего четвертичные отложения имеют здесь большее распространение и большие мощности, достигающие местами 30—50 м. Здесь установлен комплекс надпойменных террас высотой 12—15, 18—22, 25—30, 35—45, 50—60, 80—100 и 180—200 м. Кроме них, наблюдаются три уровня поймы: низкая (2—3,5 м), средняя (4,5—6 м) и высокая (7—10 м). Однако эти террасы почти повсеместно являются либо эрозионными, либо эрозионно-аккумулятивными. В террасовых цоколях часто обнажается рыхлый палеогеновый и неогеновый аллювий, а также четвертичные образования, более древние, чем аллювий данной террасы (Е. Б. Хотина, 1977, 1978 г.).

Вопреки предыдущим представлениям установлено, что четвертичные осадки в Южной Якутии в целом имеют весьма незначительные мощности, не превышающие первые десятки метров, что свидетельствует, по-видимому, о специфике неотектонического режима региона, испытывавшего в четвертичный этап постоянное поднятие, в которое были втянуты даже мезозойские и частично раннекайнозойские впадины.

Верхнеплиоценовые отложения (N^3_2), подстилающие толщу четвертичных осадков, впервые были изучены в лектостратотипическом разрезе в долине Амги у пос. Бетюн и выделены в бетюнскую свиту, широко распространенную в разрезах цоколей низких террас долины Амги. Они представлены озерно-болотными зеленоватой и голубовато-серыми алевролитами. Слоистость ленточная, горизонтальная. Характерны мало-мощные прослои и линзовидные включения красноцветной монтмориллонитовой глины, переотложенной из нижележащей плиоценовой коры выветривания. На плоскостях наслоения в этих отложениях часто наблюдаются скопления обугленных растительных остатков и торфа. Одним из их наиболее стабильных маркирующих признаков, наряду с окраской, литологическим составом и текстурой, является скопление на плоскостях наслоения многочисленных раковин пресноводных моллюсков. Кроме того, эти отложения отличаются от ниже- и вышележащих толщ присутствием среди минералов легкой фракции кальцита, составляющего 94 %.

Осадки бетюнской свиты залегают с размывом на породах нижнего и среднего плиоцена и перекрываются нижнечетвертичными осадками. Их возраст определяется на основании заключенных в них органических остатков. Среди раковин пресноводных моллюсков Я. И. Старобогатовым (ЗИН АН СССР) определена *Valvata pulchella*, являющаяся представителем плиоценовой фауны. Среди обнаруженных в разрезах этих отложений плодов и семян П. И. Дорофеевым определен рдест — *Potamogeton maackianus* A. В е п п, а также *Alisma gramineum* L e j и *Myriophyllum* cf. *ussuriensis* K o m., подтверждающие плиоценовый возраст этих осадков. Состав палинокомплекса отложений бетюнской свиты, показывает растительность светлохвойной тайги, включающую много мелколиственных, тсугу и редкие широколиственные (лещина, дуб, вяз, липа), что, по мнению палинолога О. Н. Жежель, также не противоречит выделению этих отложений в качестве верхнеплиоценовых.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Эоплейстоценовые отложения хорошо изучены в многочисленных разрезах региона. Максимальное распространение они имеют в средней части долины р. Алдан, а также во впадине оз. Большое Токо, где наряду с миоценовыми и плиоценовыми образованиями слагают цоколи низких речных и озерных террас. Рассматриваемые отложения представлены в основном русловой фацией аллювия мощностью 20—30 м и выделены в угинскую свиту, названную по представительному разрезу, расположенному на левом берегу Алдана напротив пос. Угино (Хотина, 1977). Окраска отложений буровато-серая и бурая. Для нижней части разреза характерны красноватые, красновато-бурые и чернотурые тона. Спорово-пыльцевые спектры рассматриваемых отложений содержат пыльцу растительности темнохвойной тайги с примесью широколиственных *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Carpinus*. В основании толщи встречаются экзоты различных неогеновых растений, в том числе *Tsuga*. Эоплейстоценовый возраст описанных отложений определяется также на основании их стратиграфического положения. Они с размывом залегают на среднеплиоценовых склоновых образованиях и монтмориллонитовой коре выветривания, и вверх по разрезу постепенно сменяются (реже с незначительным размывом) нижнечетвертичными осадками.

Рассмотренные отложения сопоставляются с палеонтологически охарактеризованными осадками кангильского комплекса юга Забайкалья и аллювием янтальской свиты долины р. Витим (Корнутова, Хотина, Заморуев, 1975; Хотина, Филина, 1974).

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнечетвертичные отложения залегают на алювиальных образованиях угинской свиты (местами с некоторым размывом) и на более древних кайнозойских породах, наследуя области их аккумуляции. Они изучены в долинах рек Тынды, Нымныра и в ряде разрезов в средних частях долин Алдана и Амги, где слагают цоколи низких террас. Отложения этого возраста выделены в качестве тындинской толщи, названной по наиболее представительному разрезу, расположенному на правом берегу р. Тынды в 6 км выше ст. Тында. Описываемые отложения в большинстве своем представлены тонкими осадками русловой, дельтовой и пойменной фаций аллювия, а также склоновыми, в основном солифлюкционными и делювиальными образованиями. Их мощность составляет 15—17 м. Рассматриваемые нижнечетвертичные отложения впервые для Южной Якутии расчленены на два горизонта, соответствующие талагайкинскому и лебедскому, схемы Средней Сибири. Отложения первого из них залегают на эоплейстоценовых галечниках и представлены в основном мерзлотным солифлюкцием с криогенными текстурами и спорово-пыльцевыми спектрами растительности ерниковой тундры. В аллювии нижнечетвертичного ледникового горизонта долины р. Тыркан В. В. Скоторенко обнаружила зуб *Archidiskodon* cf. *meridionalis*. Стратиграфически выше залегают осадки, соответствующие, по-видимому, времени раннечетвертичного межледниковья. Они представлены алювиальными песчано-галечными отложениями и, замещающими их по простиранию, делювиальными образованиями. Отложения этого горизонта охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами лесной и лесостепной растительности с присутствием редких зерен лещины, дуба, липы, пихты. Среди плодов и семян П. И. Дорофеевым определен *Bunias cochlearioides* M u l z., являющийся по его заключению, представителем раннечетвертичной флоры.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Среди среднечетвертичных выделяются ледниковые и флювиогляциальные отложения токинской толщи, отвечающие самаровскому горизонту схемы Сибирской платформы, и хайрыгасская серия, соответствующая всем четырем горизонтам — тобольскому, самаровскому, ширтинскому и тазовскому, — т. е. среднечетвертичному звену. Последняя представлена озерно-аллювиальными и озерно-болотными осадками.

Самаровский горизонт

В настоящее время проблема числа и характера среднеплейстоценовых оледенений рассматриваемой территории, так же как и других регионов юга Сибири, является дискуссионной. Плохая сохранность и отсутствие четких диагностических признаков ледниковых отложений — причины неоднозначности выводов различных исследователей о генезисе и возрасте мореноподобных толщ. Многие геологи часто делают выводы относительно числа, характера и возраста оледенений лишь на основании данных геоморфологического анализа, не занимаясь изучением конкретных геологических разрезов. Проводя аналогию между формированием террасовых уровней водных бассейнов и ледников, они относят наиболее древние ледниковые отложения к более высоким гипсометрическим уровням. Так, в пределах Токинской впадины и в других районах Алданского нагорья возраст ледниковых образований, развитых на высоком гипсометрическом уровне, определяется временем первого среднечетвертичного (самаровского) оледенения; морена, рас-

положенная на среднем уровне, датировалась временем тазовского ледниковья; зырянской считалась морена, залегающая на самом низком уровне (Дик, 1974; Корнилов, 1962; Чемеков, 1975). Комплексное геолого-геоморфологическое изучение мореноподобных толщ, наиболее полно представленных во впадине оз. Большое Тока (Е. Б. Хотина, 1978 г.), позволило установить ледниковые образования трех оледенений. При этом самые древние ледниковые отложения сложены маломощной (10—15 м) основной мореной, с размывом залегающей на нижнечетвертичных озерно-аллювиальных отложениях. Они перекрываются озерными отложениями казанцевского межледниковья, включающими спорово-пыльцевые комплексы растительности темнохвойной тайги. Местами непосредственно на этой морене с размывом, фиксированным валунными мостовыми и абляционно-солифлюкционными фациями в кровле нижней морены, залегает морена первого позднечетвертичного (зырянского) оледенения.

Среднечетвертичные ледниковые отложения имеют максимальное распространение в долинах по сравнению с более молодыми ледниковыми толщами и поэтому рассматриваются в качестве отложений максимального оледенения, возраст которого определяется самаровским временем и сопоставим с мореной алданского оледенения (Чемеков, 1975).

Морена первого среднечетвертичного оледенения представлена валунными суглинками, супесями, песками, гравийно-галечными отложениями, часто переотложенными из нижележащих неогеновых и эоплейстоценовых аллювиальных толщ. Для нее характерны гляциодинамические текстуры пологих надвигов вторичного пластического течения в основании висячего блока надвиговой моренной чешуи (Лаврушин, 1976) и обратно направленные горизонты сланцеватости (Е. Б. Хотина, 1978 г.). Наряду с перечисленными основными гляциодинамическими текстурами, в них наблюдаются текстуры захвата, складки волочения, отторженцы, будинаж, развальцованные и растащенные по разрезу тонкие листоватые красные плиоценовые глины, «разрезанные» и «растащенные» валуны и т. д.

Флювиогляциальные отложения первого среднечетвертичного (самаровского) оледенения замещают по простиранию ледниковые отложения. Вниз по долине они постепенно замещаются аллювием с криогенными деформациями и спорово-пыльцевыми комплексами холодолюбивой растительности тундры и тундро-степи.

Хайрыгасская серия

Хайрыгасская аллювиальная и озерно-аллювиальная серия названа по пос. Хайрыгас и одноименному ручью (средняя часть долины Амги), близ которых находится наиболее представительный разрез среднечетвертичных аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных отложений. Среди образований хайрыгасской серии выделены осадки учурской свиты, названной по представительному разрезу 45-метровой цокольной террасы на правом берегу Алдана (Хотина, 1977) в 3 км выше устья р. Учур. Нижний горизонт учурской свиты соответствует тобольскому горизонту схемы Сибирской платформы. Он выполнен буровато-серыми песками с тонкой горизонтальной слоистостью и существенно кварцевым составом зерен. Эти отложения слагают 40—45-метровую террасу и обнажаются в цоколях более низких террас. Они с размывом залегают на нижнечетвертичных отложениях и включают спорово-пыльцевые комплексы растительности темнохвойной тайги, но в отличие от нижнечетвертичных осадков без примеси широколиственных пород. В верхней части горизонта спорово-пыльцевые спектры отражают некоторое остепнение. Отложения нижнего горизонта учурской свиты замещаются по простиранию делювиальными и элювиально-делювиальными отложениями с наложенной эоловой переработкой,

также включающими спорово-пыльцевые комплексы растительности темнохвойной тайги. Озерно-аллювиальные отложения верхнего горизонта учурской свиты залегают согласно на осадках нижнего горизонта и представляют собой породы единого седиментогенеза. От нижнего горизонта они отличаются лишь присутствием в составе песчаных отложений примеси пелитовой фракции, а также палинокомплексом, отражающим растительность лесостепи в подошве горизонта и тундровой растительности в его кровле. Эти отложения замещаются по простиранию мерзлотным солифлюксием и делювиально-солифлюкционными образованиями с отчетливыми криогенными текстурами.

Аллювий учурской свиты слагает IV надпойменную террасу (35—45 м) Алдана, Учура, Амги и других рек Алданского нагорья. Мощность этих отложений не превышает 10—15 м. Они представлены пойменной и русловой фациями аллювия. В отличие от более древних аллювиальных образований неогенового и эоплейстоценового возраста, валуны, галька и гравий из этих отложений имеют полимиктовый состав со значительной примесью местных осадочных пород с низким коэффициентом миграционной прочности. Так же как и озерно-аллювиальные осадки, нижняя часть разреза аллювия содержит палинокомплекс растительности темнохвойной тайги. Суровые климатические условия времени формирования верхнего горизонта аллювия учурской свиты подтверждаются мощными криогенными деформациями, нарушающими первоначально слоистую текстуру осадков, и палинокомплексами, соответствующими тундрово-степной и тундровой растительности.

Отложения верхней части хайрыгасской серии представлены двумя пачками озерно-аллювиальных и озерно-болотных отложений, соответствующих ширтинскому и тазовскому горизонтам Среднесибирской схемы. Они имеют локальное распространение (встречены лишь в средней и нижней частях долины Амги в цоколях низких террас) и весьма незначительные мощности — 2,5—3 м. Нижний горизонт, соответствующий ширтинскому, представлен озерно-аллювиальными песками. Спорово-пыльцевой комплекс этих отложений отражает растительность сосновых лесов с участием ели, березы, ольхи. Эти осадки замещаются по простиранию делювиальными образованиями. Верхний горизонт, соответствующий тазовскому, представлен озерно-болотными осадками — супесью, суглинком, илом, преимущественно темно-серыми, черными, буроватыми тонкослоистыми. Слоистость нарушена мерзлотными клиньями размером не более 0,6 м. Спорово-пыльцевой комплекс отражает лугово-степную растительность, свидетельствующую о наступлении более суровых климатических условий.

Среднечетвертичный возраст отложений хайрыгасской толщи определяется в основном по их стратиграфическому положению: они залегают с разрывом на нижнечетвертичных отложениях и перекрываются осадками первого позднечетвертичного межледниковья. Кроме того, на участках, где распространены среднечетвертичные ледниковые отложения (в основном в долинах южной части региона), аллювий верхней части разреза IV террасы фациально замещает залегающие выше по долине флювиогляциальные отложения.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

В целом в пределах Алданского нагорья выделяются верхнечетвертичные отложения, соответствующие казанцевскому, муруктинскому (нижнезырянскому), каргинскому (среднезырянскому) и сартанскому (верхнезырянскому) горизонтам региональной схемы Сибирской платформы.

Казанцевский горизонт

К казанцевскому горизонту отнесен нижний горизонт гилульской свиты, выделенной по названию р. Гилуя, в долине которой (у пос. Тында) изучен разрез 30-метровой террасы. Это аллювиальные, озер-

но-аллювиальные, часто с прослоями коллювиальных обломков, отложения, представленные в основном тонким материалом — горизонтально- и косослоистыми песками и алевролитами, включающими спорово-пыльцевой комплекс растительности темнохвойной тайги. Во впадине оз. Большое Токо эти отложения залегают на поверхности среднечетвертичной токинской морены и перекрываются мореной зырянского времени. По простирацию они замещаются в долине Алдана, Учюра, Идюма и других рек дефлюкционными отложениями, фиксирующими древние склоны и содержащими также спорово-пыльцевой комплекс растительности темнохвойной тайги. На северо-востоке Алданского нагорья в пределах Лено-Алданского плоскогорья в долине Амги равные по возрасту образования составляют, по-видимому, нижний горизонт (нижнеюэргейский горизонт, названный по долине притока Амги р. Юэргей близ устья которого изучен лектостратотип) балагурской серии почвенных и лёссовидных образований, названной по пос. Балагур, расположенному в долине Амги, близ которого изучены лектостратотипические разрезы лёссовидных и почвенных образований. Это нижний горизонт погребенной почвы мощностью до 3 м, содержащий спорово-пыльцевой комплекс лиственнично-березовых лесов.

Муруктинский горизонт

Муруктинскому (нижнезырянскому) горизонту схемы Сибирской платформы соответствует верхний горизонт гилжуйской свиты, слагающий верхнюю часть III террасы и II надпойменную террасу основных рек региона. Это аллювиальные серые и буровато-серые валунно-галечные и озерно-аллювиальные песчано-гравийные и песчано-алевритовые осадки, часто с прослоями мелких коллювиальных глыб. Мощность их не более 12 м, они нарушены мощными (до 3 м по вертикали) морозобойными клиньями и содержат спорово-пыльцевые комплексы лесотундровой растительности. По простирацию эти осадки замещаются образованиями мерзлотного солифлюксия также с морозобойными клиньями и спорово-пыльцевыми комплексами лесотундровой растительности. На участках с развитием ледниковых отложений они замещают по простираию флювиогляциальные образования.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения этого времени развиты в районах древнего горно-долинного оледенения. Они представлены крупновалунными и валунно-галечными образованиями, слагающими основные, боковые и конечные морены, образующие характерный для ледниковых отложений холмисто-грядовый рельеф. Часто, как например в Токинской впадине, эти отложения распознаются по характерному рельефу надвиговых чешуй (Е. Б. Хотина, 1978 г.). Они датируются временем зырянского оледенения, так как, во-первых, в них врезана I надпойменная терраса, а во-вторых, они залегают на озерно-аллювиальных отложениях казанцевского межледниковья и перекрыты мореной второго позднечетвертичного оледенения и мерзлотным солифлюксием сартанского возраста.

Флювиогляциальные отложения этого оледенения замещают по простираию ледниковые и слагают флювиогляциальные террасы. Они представлены слабо сортированными песчано-галечными образованиями с морозобойными клиньями и, в свою очередь, постепенно переходят в аллювий II надпойменной террасы.

Рассмотренным выше отложениям зырянского времени синхронен нижний горизонт лёссовидных образований балагурской серии — нижнекюльчунская свита, названная по притоку р. Амги — руч. Кюльчун, близ устья которого находится представительный разрез. Это пористые лёссовидные алевролиты, суглинки и супеси буровато-серые, зеленоватые, палевые с тонкой, едва различимой, горизонтальной слоистостью и хорошей окатанностью зерен кварца, имеющих характерные выбоины эолового генезиса. Эти образования содержат спорово-пыльцевой ком-

плекс тундровых и холодных степных ассоциаций и костные остатки фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. Лёссовидные породы этого времени наблюдались лишь в разрезах северной части Алданского нагорья, в долине Амги и на ближайших прилегающих водоразделах Лено-Алданского плоскогорья.

Каргинский горизонт

Отложения, соответствующие времени второго позднечетвертичного каргинского межледниковья, представлены нижним горизонтом аллювия I надпойменной террасы основных рек региона — маломощными (7—8 м) горизонтально-слоистыми песчаными и песчано-галечными отложениями, включающими спорово-пыльцевой комплекс растительности лесного типа, более богатой, чем современная. Они замещаются по простиранию палеосклоновыми образованиями — солифлюкционными (дефлюкционными) и делювиально-дефлюкционными. Возрастным аналогом этих отложений является горизонт погребенной почвы — позднеюэргейский педокомплекс, изученный в северной части региона и датированный по ^{14}C 39 920, 40 210 лет. В палинокомплексе этого педокомплекса отражена растительность березового редколесья, указывающая на несколько более суровые климатические условия по сравнению с условиями седиментации нижнего горизонта I террасы. Такая климатическая неоднозначность обусловлена, вероятно, более северным положением образований балагурской серии.

Сарганский горизонт

Временем второго позднечетвертичного — сарганского оледенения датируются аллювиальные отложения верхнего горизонта I надпойменной террасы, представленные в основном русловой фацией аллювия с мощными морозобойными клиньями и спорово-пыльцевым комплексом растительности лесотундры и каменистой тундры. Радиоуглеродная датировка, сделанная по остаткам древесины из этих отложений в приустьевой части р. Тимптон, показала возраст равный 11 000 лет. Мощность осадков 5—8 м. Им по возрасту эквивалентна абляция морена последнего позднечетвертичного оледенения, наиболее отчетливо представленная во впадине оз. Большое Токо, где она с разрывом залегает на основной морене первого позднечетвертичного оледенения. Идентичны по возрасту морены, залегающие в карах и цирках основных хребтов в южной и центральной частях Алданского нагорья. Склоновые отложения, замещающие по простиранию ледниковые и аллювиальные образования сарганского горизонта, представлены осыпным коллювием (часто террасированным) и мерзлотным солифлюксом с криогенными текстурами и спорово-пыльцевым комплексом растительности лесотундры. Возрастным эквивалентом рассмотренных образований являются лёссовидные породы верхнеколюкчунской свиты балагурской серии. Они залегают на педокомплексе каргинского возраста и представлены лёссовидными алевролитами, супесью, суглинком, содержащими палинокомплекс растительности тундрово-степных ассоциаций с редкостойными лесами в основании горизонта и тундрово-степных — в его верхней части, а также костные остатки млекопитающих позднепалеолитического комплекса. Мощность пород этого горизонта 2—6 м.

ГОЛОЦЕН

В составе современных отложений выделяются аллювий русел и пойменных террас, отложения озерных пляжей, мерзлотный солифлюксий, делювиально-солифлюкционные отложения, а также покровные полигенетические — элювиально-делювиальные и золовые. Эти образования имеют практически повсеместное распространение.

Аллювий низкой, средней и высокой поймы Алдана, Тимптона, Амги и других рек фиксируют три климатических этапа. Высокая пойма отражает, по-видимому, этап климатического оптимума. В ее отложениях отсутствуют криогенные текстуры, а палинокомплексы показывают растительность березово-лиственничных лесов. Возраст этих отложений составляет по данным ^{14}C 7000 лет (Мочанов, 1975). Отложения средней поймы включают захороненные линзы льда, мощные криогенные формы. В пойменных отложениях сохранились археологические остатки: поздний неолит, бронза, раннее железо.

ЗАБАЙКАЛЬЕ

К Забайкалью отнесена территория, расположенная между оз. Байкал и долинами рек Олёкмы и Аргуни. Северная граница региона проходит по северному подножию Патомского нагорья, южная — по государственной границе СССР. Здесь же рассматриваются четвертичные образования Тункинской впадины, входящей в систему Байкальского рифта.

По типу разрезов четвертичных отложений, аккумуляция которых связана с особенностями строения морфоструктур, выделяются следующие шесть областей: Патомская, Северо-Байкальская, Байкальская, Витимская, Селенгино-Олёкминская и Шилка-Ононская. Выделенные области отвечают крупным неотектоническим структурам с амплитудами движений от 1500 (Байкальская область) до 150—300 м (Монголо-Охотская область). В соответствии с этим изменяются и мощности четвертичных отложений. В Байкальской области они составляют 500—600 м (дельта р. Селенги), в остальных областях активность осадконакопления носит переменный характер с мощностями отложений, колеблющимися от первых метров до 250 м.

Геоморфологическое строение территории и изменение климата во времени определяют спектр ведущих генетических типов осадков каждой области. Рассматриваемые генетические типы отложений характеризуются направленным изменением минерального и петрографического состава от пород с повышенной и средней миграционной прочностью обломочного материала на ранних этапах аккумуляции к полиминеральным образованиям — на поздних. В отложениях межледниковых эпох устанавливается присутствие аутигенных минералов (мартит и др.).

Ритмичные изменения климата на протяжении плейстоцена со сменами теплых и холодных эпох обусловили также особенности палеонтологической и палеофлористической характеристик основных этапов осадконакопления.

Длительное время основным вопросом, занимавшим исследователей, являлась проблема оледенения территории и влияние последнего на эволюцию климата (Равский, 1972).

В связи с разработкой этого вопроса появились первые стратиграфические схемы четвертичных отложений Забайкалья. В 1929—1938 гг. В. А. Обручев разделил отложения четвертичного времени на доледниковые, двух ледниковых эпох и разделяющего их межледниковья, а также послеледниковые и современные. В 1959 г. И. В. Арембовский при изучении четвертичных отложений Восточного Забайкалья обосновал эту схему палеонтологическими и археологическими данными. Он же впервые выделил два горизонта лёссов (максимального и постмаксимального оледенений).

Дальнейшее изучение плейстоценовых отложений (30—50-е годы) было связано с освоением горно-промышленных районов, нефтепоисковыми и геологосъемочными работами. Полученные материалы позволили охарактеризовать разрезы кайнозойских отложений Прибайкалья (наиболее полно) и южной части Забайкалья. По Витимскому и Олёк-

минскому Забайкалью по-прежнему преобладали материалы только по оледенению горных областей. Итоги этих исследований были суммированы на I Межведомственной стратиграфической конференции в г. Чите в 1961 г., где была разработана первая стратиграфическая схема четвертичных отложений Забайкалья с разделением четвертичного времени на плейстоцен и голоцен. В плейстоцене выделялись: неоплейстоцен (верхний), мезоплейстоцен (средний) и зоплейстоцен (нижний). Нижняя граница плейстоцена проводилась по подошве возможных аналогов апшеронских отложений. Погоризонтное расчленение осадков плейстоцена было выполнено только для Тункинской впадины. В Западном и Восточном Забайкалье наиболее полно представлены осадки ледниковых эпох, межледниковые отложения практически неизвестны. Отложения зоплейстоцена были расчленены на два горизонта в Западном Забайкалье (погребенная почва и осадки средней толщи г. Тологой) и включили осадки «серой» толщи (шахтаминской свиты) в Восточном Забайкалье.

В 1964 г. эта схема была дополнена Е. И. Корнутовой новыми материалами по северной и восточной части Забайкалья и на Сиб. РМСК принята в качестве рабочей с единой шкалой, утвержденной МСК в 1963 г. В региональной части горизонты коррелировались с региональной схемой Западной Сибири. Территория Забайкалья разделялась на три провинции: Восточное Прибайкалье, Западное и Северное Забайкалье, Южное, Центральное и Восточное Забайкалье.

В 60-е и 70-е годы наблюдается резкая интенсификация тематических исследований, выполнявшихся различными учреждениями — БТГУ, ЧТГУ, Бурятским филиалом АН СССР, ИЗК АН СССР, ГИН АН СССР, ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, МГУ, ЛИИ АН СССР и др. Стратиграфические работы сопровождаются изучением палеонтологических остатков плейстоцена и позднего плиоцена, развиваются палинологические и литологические направления, появляются определения абсолютного возраста пород. Все это обусловило мощный поток информации. Основные стратиграфические работы принадлежат И. В. Антошенко-Оленеву, Д. Б. Базарову, В. А. Беловой, Э. А. Вангенгейм, Н. Н. Герасову, В. Г. Гербовой, М. А. Ербаевой, Ю. П. Казакевич, З. Н. Киселевой, М. С. Комаровой, Е. И. Корнутовой, Д. В. Лопатину, В. Д. Мазу, С. Г. Мирчинк, А. Г. Музису, Э. И. Равскому, И. Н. Резанову, Н. М. Риндзюнской, Ю. Г. Симонову, Е. Б. Хотиной и др.

Полученные материалы были положены в основу впервые составленного во ВСЕГЕИ (1972—1974 гг.) проекта унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Забайкалья, представленного на обсуждение II Межведомственного рабочего стратиграфического совещания в г. Чите в 1974 г. На кайнозойской комиссии этого совещания схема была дополнена новыми материалами по стратиграфии Северного Прибайкалья, бассейна рек Джиды и Витима, а также схемой развития растительности в четвертичное время. В региональной шкале были одобрены горизонты для первой половины среднего и всего позднего плейстоцена. В отличие от предыдущей схемы, территория Забайкалья в ней подразделяется на пять областей. В каждой из них четвертичные отложения расчленены до горизонтов, имеющих палеонтологически охарактеризованные стратотипические разрезы. Отложения верхнего плейстоцена и голоцена получают абсолютные датировки.

С 1974 по 1979 г. эта схема уточнялась и дополнялась новыми материалами во ВСЕГЕИ. В качестве проекта унифицированной схемы четвертичных отложений Забайкалья она рассматривалась на VIII пленуме Сиб. РМСК и затем на Стратиграфическом совещании РМСК в 1979 г. в г. Новосибирске. После доработок в 1981 г. схема была утверждена МСК в качестве унифицированной. Предлагаемая в настоящей работе схема составлена на основе утвержденной унифицированной схемы с некоторыми изменениями, отражающими точку зрения автора данного раздела (прил. X).

Кроме унифицированной схемы стратиграфии четвертичных отложений Забайкалья, отражающей концепцию большинства исследователей региона, существуют оригинальные местные схемы.

Для Чарской впадины такие схемы предложены Д. В. Лопатиным в 1972 г., а в 1973—1981 гг. В. А. Беловой.

В 1974 г. А. Г. Золотаревым предложена схема стратиграфии плейстоцена Патомского нагорья. В ней присутствуют отложения всех звеньев четвертичной системы и образования верхнего плиоцена.

В схеме А. С. Ендрихинского для Витимского плоскогорья (1974 и 1976 гг.) также присутствуют отложения всех звеньев.

Схема расчленения четвертичных отложений Муйской впадины составлена Е. Е. Зеленским в 1971 г.

Предлагаемые перечисленными авторами местные схемы по детальности уступают схемам, включенным в унифицированную схему.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН (ЭОПЛЕЙСТОЦЕН)

Отложения верхнего плиоцена рассматриваются в объеме двух звеньев эоплейстоцена стратиграфической схемы, принятой в настоящем полутоме (аналоги апшерона). На всей территории Забайкалья породы этого возраста изучены еще недостаточно. Известны два опорных разреза в бассейне р. Селенги — итанцинский и кудунский, охарактеризованные остатками итанцинской и кудунской фаун млекопитающих (Вангенгейм, 1977). Все остальные разрезы по всем районам включают палинологические остатки, позволяющие более или менее надежно датировать вмещающие их породы лишь верхнего плиоцена. Имеющиеся данные пока не позволяют говорить об идентичности в разных областях стратиграфических объемов геологических тел этого возраста, а также выделить горизонты. Вместе с тем, изменение палиофлор по разрезу не исключает возможности в дальнейшем разделения пород верхнего плиоцена на горизонты.

Образования позднего плиоцена с размывом залегают на красноцветах чикойской свиты (Равский, 1972; Вангенгейм, 1977 и др.) и перекрываются с четкой границей, местами с размывом, образованиями нижнего и среднего плейстоцена.

Байкальская область. К позднему плиоцену здесь отнесены ановская, ахаликская, курумканская и нижняя часть нюрганской свиты, боярские аллювиальные, пролювиальные и дельтовые песчано-галечные отложения, а также нижняя часть аллювия V террасы р. Джиды и 500-метровой террасы р. Котеры.

Ановская свита* Тункинской впадины вскрывается скважиной в районе Ахаликского бурогольного месторождения и в естественных разрезах по рекам Хобок и Замараиха. Сложена она вдоль бортов валунно-галечниковыми образованиями, внутри впадины преобладают песчано-глинистые отложения. Породы свиты включают небогатый палинологический комплекс, отражающий развитие березово-ольховых лесов с примесью ореховых, вяза, лещины, дуба. В горах росли хвойные леса из тсуги, разнообразных сосен и ели. По мнению В. М. Климановой, палиофлора ановской свиты по составу сходна с позднеплиоценовой флорой р. Иркут (Э. И. Равский и др., 1964 г.), что позволяет датировать вмещающие отложения поздним плиоценом.

Ахаликская свита, названная по с. Ахалик в Тункинской впадине, сложена пирокластическими, по периферии впадины — осадочными породами (200 м), залегающими с размывом на образованиях ановской

* Ановская свита, охристая, по Н. А. Логачеву (1958 г.), названа по р. Ановке, впадающей в оз. Байкал в 12 км западнее пос. Танхой. По данным Н. А. Логачева, отложения свиты синхронны красноцветам позднего плиоцена. По мнению Е. И. Корнутовой, ановская свита включает в современном понимании ее объема разновозрастные отложения (от палеогена до плиоцена) и нуждается в дополнительном изучении.

свиты. Е. А. Черемисинова в 1973 г. в работе «Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья» описывает в этих отложениях богатый комплекс диатомей, включающий *Melosira ambigua* f. *curvata* Skabitsch., *M. baicalensis* (K. Meyer) Wisl. (многочисленны), *M. islandica* f. *curvata* O. Müll., *Cyclotella baicalensis* Skv. (многочисленны), *Tetracyclus lacustris* Ralfs (многочисленны), *Fragilaria bicapitata* A. Mayer, *F. spinosa* Skv., *Actinella brasiliensis* Grun., *Navicula amphibola* Gl., *N. cingens* Skv., *N. lacus baicalis* Skv. и др. По мнению Е. А. Черемисиновой, возраст вмещающих отложений плиоценовый, вероятно, позднеплиоценовый. А. И. Моисеева в книге «Диатомовые водоросли» (1974 г.) комплексы диатомей из ахаликской свиты сопоставляет с комплексом из низов суйфунской и понижает ее возраст до раннего плиоцена.

В Южно-Байкальской впадине оз. Байкал верхнеплиоценовые отложения представлены боярскими гравелистыми песками и галечниками, залегающими в цоколе 12-метровой террасы озера, непосредственно к западу от ст. Боярская (голостратотип здесь же). Боярские отложения с разрывом лежат на осадках миоцена и перекрываются плейстоценовыми. Палинофлора времени аккумуляции была сравнительно термофильной и характеризовалась развитием сосново-березовых лесов с примесью широколиственных пород — липы, вяза, граба и дуба (22 %).

На побережье Среднего Байкала синхронные отложения представлены аллювиальными песками нижней части нюрганской свиты, выделенной В. Д. Мацем в 1974 г. и названным по Нюрганской бухте Малого моря (стратотип там же). Палинофлора низов свиты аналогична боярской.

В северной части Байкала и в Верхнеангарской впадине к позднему плиоцену относятся соответственно озерные галечники 90-метровой террасы озера и аллювиально-пролювиальные валунно-галечные отложения, охарактеризованные палинофлорой елово-сосновых лесов с небольшой примесью широколиственных пород тургайского типа.

В Баргузинской впадине в позднем плиоцене накапливались озерные пески и галечники курумканской толщи, стратотип которой, по данным Е. И. Корнутовой, расположен в долине р. Курумкан у Курумканской ГЭС. Эти отложения залегают с разрывом на миоценовых отложениях, перекрываются ининской свитой раннеплейстоценового возраста и включают палинологический комплекс, свидетельствующий о развитии сосново-березовых лесов с примесью вяза, дуба, липы.

В Ангаро-Баргузинском районе, в бассейне рек Котеры, Няндони, Наманы и др., а также в погребенных долинах Северо-Байкальского нагорья синхронные отложения представлены аллювиальными охристыми галечниками, охарактеризованными биотой темнохвойной тайги с незначительным участием экзотических сосен, тсуги, липы и лещины.

В Чарской впадине Е. И. Корнутова и др. (1982 г.) отнесли к позднему плиоцену аллювиальные пески, супеси, суглинки, глины и галечники ункурской толщи (по р. Ункур, правому притоку р. Чары), слагающей верхнюю часть неогеновых отложений в бассейне р. Кемен. Ункурская толща залегает на нижнеплиоценовых отложениях и перекрывается нижнеплейстоценовыми (голостратотип — скв. 3 Кеменской партии ЧТГУ). Палинофлора кеменского времени в Чарской впадине очень близка к позднеплиоценовой растительности Верхнеангарской впадины и характеризовалась развитием елово-сосновых лесов с двумя видами тсуг, значительным участием берез и небольшой примесью дуба и липы.

В Среднекаларской впадине в это время, по Е. И. Корнутовой и О. М. Мокшиной (1977 г.) в долине р. Джело формируются крупные галечники и десерпционные отложения, а в долине р. Калар — песчано-суглинистые и галечные аллювиальные осадки, слагающие цоколи низких (с I по III) террас реки. Богатые палинологические комплексы по-

зволяют восстановить для этого района растительность березово-сосновых лесов с примесью сосен, пихты, ели, тсуги, ольхи и ивы.

В бассейне р. Джиды И. В. Антошенко-Оленев (Базаров и др., 1976) к эоплейстоцену отнес нижнюю часть аллювия V террасы реки, представленный маломощными галечниками с галькой преимущественно устойчивых пород, с размывом залегающими на красноцветной коре выветривания (N_3^{2-3}). Палинофлора характеризует развитие темнохвойной тайги с примесью дуба, липы и лещины.

В пределах **Патомского нагорья** в это время формируется дагальдинский делювий, а в Средневитимском горном районе — аллювий 100-метровой террасы, р. Келяны и охристые галечники.

В бассейне р. Селенги породы эоплейстоцена представлены существенно пролювиальными и пролювиально-делювиальными образованиями. В долине р. Итанцы, правого притока Селенги в 0,3 км выше дер. Ключево расположен опорный разрез, вскрывающий красновато-бурые костеносные суглинки (Равский, 1972; Вангенгейм, 1977; Базаров и др., 1976). В этом разрезе описан стратотипический итанцинский фаунистический комплекс в составе: *Equus* ex gr. *sanmeniensis* (ранняя форма) *Itanzatherium angustirostre*, *Ochotona tologoica*, *Villanyia* sp., *Mimomys* sp., *Prosilphneus* ex gr. *yongi-pseudarmandi*.

Д. Б. Базаров и др. (1976) параллелизуют с итанцинскими суглинками сходные по вещественному составу овражно-балочные образования Засухинских разрезов. Богатые фаунистические остатки этих разрезов, изученные в 1981 г. Э. А. Вангенгейм и М. В. Сотниковой, показали чрезвычайное разнообразие фауны млекопитающих, характерной для всего эоплейстоцена и нижнего плейстоцена.

Близки по возрасту к красновато-бурым суглинкам ключевского разреза, возможно, немного моложе их, красноватые супеси Кижингско-Кудунской впадины. На р. Кудун эти образования включали *Ochotona* sp. (мелкая форма), *Citellus* (*Citellus*) cf. *tologoicus* Erbajeva et Pokatilov, *Allactaga* sp., *Lasiopodomys praebrendti* Erbajeva, *Prosilphneus* sp., *Homotherium* sp. (поздняя форма), *Equus* ex gr. *sanmeniensis* Teilhard et Piveteau, *Rhinocerotidae* gen.?

В бассейнах рек Олёкмы и Тунгира к концу плиоцена относятся аллювий VI террасы, а также аллювиальные галечники, слагающие нижнюю часть цоколей средневвысотных террас в районе Куду-Кельской петли р. Олёкмы. Эти галечники по простиранию замещаются аллювиально-десерпционными и десерпционными глыбово-валунно-галечными образованиями. Породы включают палинофлору березово-ольховых лесов с примесью сосны, липы, лещины и дуба. Общая мощность отложений достигает 120 м.

В **Шилка-Ононской области** синхронные отложения наблюдаются в бассейне р. Онон. Стратотипический разрез их описан Е. И. Корнутовой в 1977 г. у пос. Ононск в цоколе IV террасы (53 м). Нижняя часть разреза сложена ожелезненными гравелистыми песками и галечниками, с размывом залегающими на плиоценовой красноцветной коре выветривания. Выше, также с размывом, они перекрываются серыми гравелистыми песками. По простиранию аллювий замещается делювиальными пестроцветными глинами. Мощность отложений до 40 м. Породы содержат споры и пыльцу, отражающие существование березово-сосновых лесов с примесью ели и экзотических сосен, содержание которых вверх по разрезу сокращается.

Как видно из приведенных данных, в конце позднего плиоцена (эоплейстоцена) на большей площади Забайкалья накапливались аллювиальные отложения и лишь в бассейне Селенги делювиальные и делювиально-пролювиальные образования, включающие материал перетолженной коры выветривания. Ландшафтные условия формирования этих осадков, судя по присутствию *Gazella*, *Ochotona*, *Allactaga* и других, отличались некоторой аридностью в бассейне Селенги, где суще-

ствовали лесостепи. Сходные условия, по Е. М. Малаевой (1974 г.), наблюдались и на юго-востоке в бассейне р. Борзи.

На остальной территории Забайкалья господствовали лесные ландшафты. В Прибайкалье росли темнохвойные леса с примесью широколиственных пород, сменявшиеся к востоку светлохвойными с такими же примесями. В бассейнах рек Олёкмы и Онона развиваются березово-ольховые и березово-сосновые леса с участием элементов тургайской флоры. Подобная смена характера растительности позволяет предполагать умеренно-теплый климат в позднем плиоцене, более континентальный в восточной части региона.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ — НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Эти отложения выделяются на Патомском нагорье, Витимском плоскогорье, в бассейнах рек Селенги и Онона. Они включают осадки, расчленение которых на верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные на современном уровне изучения невозможно. Палинологические комплексы, полученные из пород этого возраста, недостаточно типичны, так как включают элементы теплоумеренной флоры.

В Патомском нагорье Ю. П. Казакевич и др. (1972) позднеплиоценовым — раннечетвертичным временем датирует аканакскую свиту. Стратотипический разрез свиты расположен на р. Аканак в 4,5 км выше устья. Стратотипический район охватывает долины Верхнего и Нижнего Аканака. Свита залегает на погребенных террасах и вскрыта шахтами. Это аллювиальные бурые, в нижней части разреза — красно-бурые ожелезненные галечники, скрепленные глиной и супесью. По изменению вещественного состава и палинофлоры свита делится на три подсвиты. Нижняя подсвита охарактеризована палинофлорой кедровых лесов с дубом, лещиной и тсугой, средняя — палинофлорой березово-сосновых и березово-лиственничных лесов с примесью кедра и широколиственных пород. Для верхней подсвиты характерны споры и пыльца растительности темнохвойной тайги с примесью липы.

Янтальская толща выделена Е. Б. Хотиной и др. (1974) в бассейне среднего течения Витима (Витимское плоскогорье). Она фаунистически не охарактеризована, но включает палинологические комплексы, свидетельствующие о развитии смешанных лесов с примесью широколиственных пород (дуб, вяз, граб, лещина, ореховые) и хвойных пород калифорнийского типа. Аналогами этой толщи, по-видимому, являются аллювиальные отложения, описанные А. И. Музисом в 1972 г. В мелких впадинах Каларо-Удоканского района (Байкальское нагорье) — Верхнесюльбанской, Кондинской, Ханинской и др. Судя по спорово-пыльцевым комплексам, основной фон растительности времени аккумуляции этих осадков составляли темнохвойные леса с примесью тсуги, граба, лещины, орешника. Единично присутствуют каштан, гикорь и падуб. Палинологическая характеристика и вещественный состав свидетельствуют о том, что в описываемые отложения частично включены породы более древние, чем нижнеплейстоценовые. Приведенный А. И. Музисом в 1972 г. спорово-пыльцевой спектр аллювиальных отложений р. Сыни очень похож на таковой из верхней части осадков миоценовой танхойской свиты и ее возрастных аналогов. Это позволяет предполагать возможность выделения из состава янтальской толщи и синхронных ей пород более древнего раннеплиоценового и, возможно, миоценового возрастов. Такой же характер спектров приводится З. Н. Киселевой для плиоцен-нижнечетвертичных отложений Верхнекаларской впадины (1966 г.).

В Селенгино-Олёкминской и Шилка-Ононской областях в бассейнах рек Селенги и Онона синхронные отложения объединены в кангильскую толщу, сложенную аллювиальными гравелистыми песками с прослоями галечников (Корнутова и др., 1975). К этому же времени в Ононском районе относится формирование озерно-болотных отложений

в окрестностях Красной Зари, Новотроицка и др. Все эти отложения охарактеризованы палинофлорой темнохвойных лесов, лесостепей и степей (юг Ононского района). Озерно-болотные глины включают фауну пресноводных моллюсков — *Vallonia aff. tenuilabris* A. Braun, *Vallonia* sp., *V. aff. pulchella* Mill., *Pisidium amnicum* (Müll.), *Galba* sp., *Valvata sibirica* Midd., *Gyraulus* sp., *Carichium aff. sibiricum*. По мнению У. Н. Мадерни и С. М. Поповой, эта фауна характеризует непродолжительные во времени существования водоемы и климат более теплый, чем современный. Возраст вмещающих их осадков может быть определен как позднплиоценовый — раннечетвертичный.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения широко и повсеместно развиты и представлены генетическими типами, тесно связанными с разнообразными формами рельефа. Наибольшие мощности четвертичных отложений свойственны погружающимся впадинам байкальского типа и колеблются от 800 (дельта р. Селенги) до 250 (Муйская впадина). Минимальные мощности четвертичных отложений устанавливаются для блоков, слабо поднимающихся на протяжении четвертичного времени — первые метры и первые десятки метров. Эти соотношения определяют разный режим седиментации. В первом случае преобладает констративный характер аккумуляции, во втором — перстративный и инстративный.

В возрастном отношении на территории Забайкалья представлены осадки всех частей разреза антропогена, но с различной степенью полноты и генетического разнообразия.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Рассматриваемые отложения являются наиболее слабо сохранившимися или, возможно, недостаточно вскрытыми современным денудационным срезом.

Байкальская область является единственной в Забайкалье, где сравнительно надежно выделяются озерные, аллювиальные и делювиальные отложения нижнего плейстоцена, развитые во всех впадинах рифтовой зоны.

В Байкальской впадине озерные крупные галечники, скрепленные гравелистыми и крупнозернистыми песками, развиты по южному обрамлению дельты Селенги и в приустьевой части р. Баргузина. Галечники хорошо окатаны, миграционная прочность их достигает 75 %. В пос. Баргузин они включали зубы *Archidiskodon cf. trogontherii* (определения Э. А. Вангенгейм). Мощность отложений 5—10 м. Аналогичные отложения прослеживаются по восточному побережью оз. Байкал от дельты Селенги до п-ова Святой Нос. В дельте Селенги они развиты до среднего течения Большой Речки. К востоку от оз. Байкал они были встречены в долине р. Ковыли (приток р. Баргузин). Площадь развития озерных галечников по побережью Байкала и в дельте р. Селенги свидетельствует о расширении акватории озера во время их аккумуляции.

В Среднем Байкале к нижнему плейстоцену В. Д. Мац относит среднюю и верхнюю части нюрганской свиты о-ва Ольхон, сложенные полигенетическими озерными, делювиально-пролювиальными и щебно-галечно-глыбовыми образованиями. Породы средней части свиты, по его мнению, накапливались в умеренно-теплом климате, обусловившем развитие темнохвойной тайги с примесью широколиственных пород. В них присутствует пресноводная малакофауна — *Gastrocopta (Sinaubinula) aff. theeli* West., *Vertigo (V) alpestres* Abd., *Pupilla muscorum asiatica* Moell., *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), а также остатки млекопитающих — *Eolagurus* ex gr. *simplicidens* (Yong), *Mi-*

tomys ex gr. *pusillus-newtoni*. Верхняя часть свиты охарактеризована, по мнению С. М. Поповой, более холодолюбивой малакофауной — *Pupilla muscorum asiatica* Moell., *P. muscorum lundströmi* West., *Valtonia tenuilabris* (Al. Br.). Млекопитающие представлены *Equus* sp. и *Coelodonta* sp. Состав пыльцы свидетельствует о развитии островных сосновых лесов. По данным В. Д. Маца и др. (1982 г.), в верхней части свиты наблюдаются сингенетичные криогенные деформации, которые могли сформироваться и при оползании или оплытинах грунта в жидком состоянии. По мнению Е. И. Корнутовой и других геологов, похолодание, отмеченное В. Д. Мацем во время аккумуляции верхней части нюрганской свиты, недостаточно аргументировано и нуждается в дополнительных исследованиях.

В Баргузинской впадине к нижнему плейстоцену отнесены аллювиальные пески с прослоями галечников ининской толщи. Стратотип ее расположен на левом берегу р. Ины в 0,5 км выше пос. Юбилейный. Эти отложения слагают цоколи низких и средневысотных террас рек Баргузин, Ковыли и Гонкули. В стратотипическом разрезе породы включают остатки *Equus* sp. (очень крупная форма), позволяющие, по Э. А. Вангенгейм, датировать вмещающие породы нижним плейстоценом.

В Верхнеангарской впадине одновозрастные средне- и мелкозернистые пески входят в состав сложного кайнозойского цоколя средневысотных террас (III, IV и V) р. Верхней Ангары на участке между устьями рек Янчукан и Янчуй. Палинологические комплексы, извлеченные из них, восстанавливают березово-сосновые леса с примесью ели и ольхи.

В Чарской и Каларской впадинах им синхронны аллювиальные валунно-галечные и песчаные отложения V террасы (70 м) рек Чары и Калара, а также валунно-галечные образования предгорий хр. Удокан, охарактеризованные палинофлорой елово-сосновых и березово-сосновых лесов с примесью пихты, ольхи, липы и дуба.

В Ангаро-Баргузинском горном районе Н. М. Риндзюнская нижним плейстоценом датирует аллювий 200-метровой террасы р. Няндони, а в Северо-Байкальском нагорье — аллювиальные галечники погребенной долины р. Нюрундукан, включающие спорово-пыльцевые комплексы кедрово- и сосново-березовых лесов с единичными широколиственными породами. В верхней части аллювия 200-метровой террасы р. Няндони отмечено присутствие палинофлоры холодных степей.

Селенгино-Олёмнинская область отличается развитием склоновых, пролювиальных и аллювиальных отложений нижнего плейстоцена, изученных в опорных разрезах Тологойском и Итанцинско-Засухинском (Э. И. Равский и др., 1964 г.; Равский, 1972; Э. А. Вангенгейм и др., 1975 г.; Базаров и др., 1976). В Тологойском разрезе к нижнечетвертичным отложениям, по Э. И. Равскому (1972), относится средняя толща палевых супесей полиминерального состава (гидрослюда, монтмориллонит и хлорит). Э. А. Вангенгейм и др. (1975 г.) к нижнечетвертичным отложениям относят верхнюю часть разреза. Мощность отложений 18—19 м. Возраст устанавливается по включенной в осадки фауне тологойского комплекса.

В Ключневском и Засухинском разрезах р. Итанцы к описываемым отложениям относятся красновато-палевые суглинки мощностью 4 м. Осадки также включают богатые остатки фауны тологойского комплекса (Базаров и др., 1976).

К этой же возрастной группе Д. Б. Базаров и др. (1976) относят озерно-аллювиальные пески с линзами галечников нижней части кривоярской свиты. Возраст этих отложений обосновывается находкой остатков носорога, близкого к *Dicerorhinus kirchbergensis* Jaeg. в Ботыйской яме (близ с. Усть-Кяхта). Полных разрезов кривоярской свиты от слоев с носорогом до ее кровли не установлено. Из различных описаний этой свиты (Д. Б. Базаров, 1964 г.; Базаров и др., 1976)

создается впечатление о разновозрастности отложений, включаемых в нижнюю часть свиты.

В Чикойской впадине и в долине р. Хилка нижнечетвертичные отложения представлены аллювиально-пролювиальными красновато-бурыми полимиктовыми песками с прослоями серых и голубоватых глин (р. Чикой) и ожелезненными галечниками (р. Хилок). Зерна песка одеты в глинистую рубашку, а обломочный материал отличается повышенной миграционной прочностью (73 %). Из аллювиально-пролювиальных отложений был извлечен остаток *Dicerorhinus kirchbergensis* Jaeg. (определения Н. К. Верещагина); а из аллювиальных — череп *Dicerorhinus* sp., возможно, *kirchbergensis* (определения В. Е. Гарутта), позволяющие вмещающие отложения датировать раннечетвертичным временем. Палинологический спектр, извлеченный из аллювиальных отложений, отличается господством хвойных, сосен и елей, при подчиненном значении мелколиственных пород.

В Шилка-Ононской области, в долинах рек Ингоды, Онона и Шилки отложения нижнего плейстоцена представлены только аллювиальными галечниками обычно серого цвета с миграционной прочностью 65—75 %. По р. Ингоды 32—35 % от состава галечников составляют базальты. Коэффициент окатанности их высок — до 75—80 %, а миграционная прочность достигает 83 %. Повышение коэффициента здесь определяется присутствием в нижнечетвертичных галечниках материала подстилающих их галечников миоцена.

В целом для раннечетвертичного времени, по сравнению с плиоценовым, заметно ухудшение климата, сопровождавшееся обеднением флоры. Из ее состава почти полностью выпали представители умеренно-теплой и влажной тургайской флоры. Единично встречаются дуб, липа и редко вяз. На юге Забайкалья отмечается некоторая аридизация. Из состава растительности полностью выпадает влаголюбивая и теневыносливая тсуга. Вместе с тем отчетливо выраженного похолодания на основной территории региона не наблюдается. Лишь в Ангаро-Баргузинском районе и в Среднем Байкале (нюрганская свита) намечаются возможные следы ледниковий, требующие дальнейшего изучения.

Грубообломочный характер отложений свидетельствует о активных дифференцированных тектонических движениях этого времени.

НИЖНЕ-СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Осадки ранне-среднеплейстоценового времени выделены Е. Е. Зеленским (1971) и Е. Б. Хотиной (1973 г.) в Муйской впадине и на Витимском плоскогорье по долине р. Витим. Они имеют максимальную мощность 300 м в Муйской впадине и представлены аллювием V террасы и озерно-аллювиальными отложениями. Осадки по всему разрезу отличаются тонкозернистостью (суглинки, илы, супеси), отчетливой тонкогоризонтальной (до ленточной) и, местами, косой слоистостью и серым или белесо-серым цветом. Породы с размывом лежат на осадках янтальской толщи ($N^3_2-Q_1$). Климатические условия времени их седиментации определили развитие сосново-березовых лесов с примесью ели. В начале этапа накопления эти леса включали примесь широколиственных пород (дуб, липа), постепенно исчезающих к его концу. Следовательно, умеренный относительно теплый климат по мере формирования осадков постепенно становился более суровым, но оставался умеренным, сходным с современным, может быть намного более теплым.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Среднеплейстоценовым седиментогенезом в Забайкалье начинается новый, резко отличный от всех предыдущих, этап формирования осадков в условиях прогрессирующего похолодания и аридизации климата

с чередованием ледниковых и межледниковых эпох. Особенностью этого этапа является преобладание, а в ледниковья — резкого преобладания, физического выветривания при подчиненном значении химического. Последнее обуславливает примесь аутигенных минералов (мартит, лейкоксен) в отложениях межледниковых эпох. Обилие обломочного материала при сохранный (по сравнению с предыдущими эпохами) живой силе рек обусловлено заполнение впадин мощными толщами песчаных отложений. В горах формируются грубообломочные склоновые, аллювиальные и ледниковые отложения. В перигляциальных зонах накапливаются лёссовидные породы. Основными поставщиками обломочного материала по всему региону являются палеозойские и мезозойские гранитоиды, обогащенные калиевыми полевыми шпатами. Дополнительными источниками материала остаются древние коры выветривания.

Отличительной особенностью песчаных осадков является их сравнительная мелкозернистость, в целом несколько нарастающая снизу вверх по разрезу. Пески преимущественно горизонтально-слоистые — иногда неясно- и прерывистослоистые, с косой слоистостью II и III порядка. В отдельных частях разреза наблюдаются прослои и линзы глин, а в присклоновых фациях — линзы дресвы и щебня.

О генезисе песков существуют следующие представления: пески озерные (И. Д. Черский, В. А. Обручев, Ю. М. Шейнман, В. В. Ламакин, Э. И. Равский); речные (В. В. Белоусов, А. А. Малявкин, Б. А. Максимов, М. М. Тетяев, Е. И. Корнутова), эоловые (П. И. Налетов, С. И. Другов, А. Д. Мошкина), пролювиальные (В. Н. Олюнин), озерно-аллювиальные (Д. Б. Базаров, Е. И. Корнутова, Е. Б. Хотина и др.), флювиогляциальные (С. М. Замираев, Н. А. Логачев, Н. И. Максимов).

Озерная гипотеза обосновывается характером слоистости и мелкозернистостью осадков (Равский, 1972). Флювиогляциальная концепция предполагает непрерывность оледенения в плейстоцене и накопление флювиогляциальных толщ осадков. Исследования последних лет показывают несомненное чередование ледниковых и межледниковых эпох в Забайкалье, а в разрезе песков — толщ, формировавшихся в эпохи похолоданий и потеплений (Э. И. Равский, Д. Б. Базаров, Е. И. Корнутова, Е. Б. Хотина и др.). Аллювиальный генезис песков обосновывается геоморфологическим положением (слагают террасы), литологическими и текстурными признаками, определяемыми специфической осадконакоплением во впадинах (мутьевые потоки, выровненность ложа и др.). С одной стороны, высокое стояние уровня залегания песков находит свое объяснение в неотектонических поднятиях отдельных блоков (И. Д. Черский, Э. И. Равский и др.), с другой — наблюдаются частные примеры замещения аллювиальных песков вверх по склону делювиальными образованиями. Последние в срезях, параллельных простиранию склона, характеризуются горизонтальной или прерывистой слоистостью, сходной по внешнему облику со слоистостью пойменной фации песчаного аллювия (например, окрестности г. Читы).

Дискуссионным в настоящее время является также вопрос о характере накопления песчаных толщ — отсутствие или наличие перерывов накопления. Д. Б. Базаров (1964 г.), а также В. Д. Мац утверждают непрерывность аккумуляции песков с раннеплейстоценового до конца среднеплейстоценового времени. Э. И. Равский (1972) выделяет лишь самаровский цикл седиментации песков. Е. И. Корнутова и др. (1975, 1967) отмечает четкие региональные перерывы между нижнечетвертичным и среднечетвертичным седиментогенезом, а также врез перед накоплением первого среднечетвертичного ледниковья. Е. Б. Хотина и др. (1974 г.) наблюдала постепенные переходы отложений первого среднечетвертичного межледниковья в осадки времени первого ледниковья. Представляется, что циклы седиментации песков в разных районах могут несколько отличаться, подчиняясь режиму неотектонических дви-

жений. Эти изменения, по-видимому, будут иметь не региональный, а частный характер, наблюдаемый в отдельных неотектонических блоках.

В среднелейстоценовое время формировались отложения четырех горизонтов (селенгинского, устькиранского, тунгирского и боржигантайского) и кропоткинское надгоризонта среднечетвертичного ледниковья. Селенгинский и тунгирский горизонты отвечают соответственно первому и второму межледниковьям, устькиранский и боржигантайский — первому и второму ледниковьям.

Селенгинский горизонт

К образованиям селенгинского горизонта относятся аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, обнажающиеся в цоколях средневысотных террас, а также аллювий V террасы.

В Тунгинской впадине Байкальской области (Равский и др., 1972) они представлены толщей озерно-болотных горизонтально-слоистых темных супесей и песков с торфянистыми прослоями, а также аллювиальными песками. В озерно-болотных отложениях, по Я. И. Старобогатову, присутствуют *Gyraulus acronicus* var., *Helicorbis sujanensis* Star., *Helicorbis* sp., *Lymnaea* aff. *viridis*, *Succinea* ex. gr. *oblonga* D r a r. сходна с китайскими формами, а *Gyraulus acronicus* близок виду, населяющему пойму Амура в Приморье. Палинологические данные восстанавливают развитие в это время хвойных лесов с господством сибирского кедра, значительным участием ели и лиственницы и небольшой примесью пихты, березы и ольхи.

В Баргузинской впадине в это время формировалась гаргинская свита. Стратотип ее расположен на левом берегу р. Гарги, левого притока р. Баргузин. В этих разрезах гаргинская свита сложена косослоистыми крупно- и среднезернистыми хорошо окатанными песками полимиктового состава со значительным участием сильно корродированных зерен микроклина и микроклин-пертита в легкой фракции. Хорошая окатанность зерен песка и коррозия их поверхности свидетельствуют об участии в вещественном составе пород свиты материала подстилающих пород неогена и раннечетвертичного времени. Палинофлора нижних слоев толщи отличается резким преобладанием древесной растительности, составляющей 100 %; из них 74 % представлено пылью голосеменных — елью (более 50 %), сосной (14,8 %), пихтой (1,1 %), 23 % приходится на пыльцу березы. Аналогичный палинологический комплекс приводится С. М. Замараевым (1957 г.) для песков урочища Зармат (84 % пыли хвойных). Выше по разрезу большое значение в спектрах приобретает пыльца трав, количество которой колеблется от 48 % для осадков гаргинского разреза до 58 % в усть-аргодинском. Спорово-пыльцевые спектры позволяют предполагать развитие в ландшафтах начала гаргинского времени хвойных лесов, сменившихся лесостепью. Темнохвойная тайга покрывала подножия и склоны гор. В Баргузинской же впадине, как и теперь, господствовала степь. Мощность отложений достигает 100 м.

В Ангаро-Баргузинском горном районе синхронные отложения представлены аллювием основания констративно наслоенной котерской толщи (Q^1_2 — Q^1_3), выделенной Н. М. Риндзюнской. Стратотип ее расположен в долине р. Котеры, левого притока р. Верхней Ангары. Галечники и пески включали палинофлору хвойного леса (кедр, ель).

В **Северо-Байкальском нагорье** селенгинские озерные и озерно-аллювиальные галечники, а также аллювиальные галечники маломощны (2—4 м). В первых установлены споры и пыльца, свидетельствующие о развитии сосновых и березовых лесов, во вторых — темнохвойной тайги с примесью липы. Описываемые породы являются базальными горизонтами чайской толщи, по объему аналогичной котерской. Стратотип толщи, расположен в долине р. Чай ниже устья р. Аксектамура (Казакевич, Ревердатто, 1972).

В бассейнах рек Чары и Кодара в селенгинское время накапливались полимиктовые горизонтально-слоистые пески, включавшие палинологические комплексы существенно сосново-березовых лесов с елью.

Памтомское нагорье (Казакевич, Ревердатто, 1972) на этом этапе характеризовалось накоплением васильевского аллювия и илигирского делювия, сложенных крупнообломочным материалом — валунниками, галечниками, щебнем. Палинофлора снизу по разрезу изменяется от сосново-березово-лиственничных к кедровым лесам, а затем сосново-березовым лесостепям. Мощность до 10 м.

На **Витимском плоскогорье**, в Средневитимском горном районе и в среднем течении р. Витим аккумуляровались аллювиальные галечники основания янгудинской толщи и десерпционные образования общей мощностью 15 м. Здесь, так же как и в других районах, отложения охарактеризованы палинофлорой темнохвойной тайги.

В бассейне р. Селенги в это время формировались озерно-аллювиальные осадки селенгинской толщи, описанные Е. Б. Хотинной (1968 г.) и являющейся стратотипом селенгинского горизонта. Эти отложения представлены мелкозернистыми песками с прослоями супесей, включавших раковины *Pisidium subtruncatum* M a l m., по заключению У. Н. Мадерни, ранне-среднечетвертичного возраста. Палинологический спектр, полученный из этих отложений сходен с приведенным для гаргинской толщи.

Такие же образования известны в **Шилка-Ононской области**, где они обнажаются в среднем течении р. Онон, выше пос. Чиндант, слагающая цоколь IV террасы этой реки. Они включали небогатый спорово-пыльцевой спектр, отражающий лесостепную растительность, сходную с таковой времени аккумуляции верхней части разреза гаргинской свиты.

Синхронные отложения развиты в Чикойской впадине, где они входят в состав сложного цоколя 23-метровой террасы района пос. Красный Чикой. Здесь они представлены чередованием горизонтально-слоистых красно-бурых глинистых песков с серыми супесями. В верхней части разреза осадки осложнены солифлюкционными текстурами, свидетельствующими о начавшемся похолодании климата. Более ярко это выражено в строении аллювия цоколя IV террасы р. Онон (53—55 м) у пос. Ононск. Развитые здесь отложения V террасы состоят из двух горизонтов. Нижняя, большая часть разреза, сложена буровато-желтыми гравелистыми песками отчетливо диагонально- и линзовидно-слоистыми с линзами заиления. В верхней части развиты сизые, сизовато- и голубовато-серые тонкослоистые глины, слоистость которых изменена солифлюкционными текстурами.

Спорово-пыльцевой комплекс осадков небогат. Пыльца представлена преимущественно древесными породами — сосной (несколько видов), елью (*Picea sp.*, *Picea obovata*), березой и ольхой; травянистые и споры — единичны.

Отложения селенгинского времени с размывом залегают на нижне-четвертичных или верхнеплиоценовых отложениях и перекрываются осадками кропоткинського надгоризонта.

Устькиранский горизонт

Устькиранское время в Забайкалье охарактеризовано образованиями ледниковой и перигляциальной зон, граница между которыми носит извилистый характер и определяется геоморфологическим строением рельефа. Перигляциальные образования по внутригорным впадинам глубоко проникают в горные районы. Гляциальная зона охватывает территорию Байкальской области. Количество и характер оледенений до сих пор для территории Забайкалья остаются дискуссионными проблемами. Большинство исследователей первое среднечетвертич-

ное оледенение (устькиранское время) считают максимальным, часть исследователей предполагает его полупокровный характер. Существующие геоморфологические признаки (древние трюги, пересекающиеся трюги и т. д.), различная сохранность моренных ландшафтов скорее свидетельствуют о его сетчатом горно-долинном характере.

Байкальская горная область. Ледниковые отложения этого возраста выделяются в хребтах Каларе, Удокан и Южно-Муиском, где остатки морен наблюдались на поверхностях днищ трюгов, в которые врезаются трюги позднечетвертичных оледенений. Обширные площади морен и флювиогляциальных отложений, по материалам геолого-съемочных работ ВАГТа и ЧГУ за 1963—1966 гг., наблюдается на северном склоне хр. Кодар (бассейн р. Чары). По данным дешифрирования аэрофотоматериалов, в Южно-Муиском хребте морены устькиранского времени хорошо сохранились на поднятых выровненных поверхностях (абс. высота 1800—2400 м), в которые глубоко врезаются трюги позднеплейстоценового оледенения. Морена в большинстве случаев представлена несортированными и неслоистыми валунными супесями и суглинками желтовато-серой и серовато-бурой окраски. Обломочный материал в породе составляет 26—60 % и отличается разнообразным петрографическим составом. Примером ледниковых отложений являются морены мощностью 20 м, развитые на левом берегу р. Анамакит в Верхнеангарской впадине, где они слагают верхнюю часть разреза 60-метровой террасы. Отмеченные отложения сложены галечно-валунно-глыбовым материалом, прочно скрепленным песчано-суглинистым цементом (40—50 %) желтовато-серого цвета.

Валуны и глыбы представлены песчаником, гранитом, сиенитом, диоритом, гнейсом и кристаллическим сланцем. Окатанность крупных обломков меняется от 0 до 2 класса (по А. В. Хабакову), независимо от их петрографического состава. На поверхности отдельных обломков наблюдается штриховка с азимутом простираения 110—140°, совпадающая с ориентировкой долины р. Анамакит. Для морены характерны самые низкие (из числа наблюдаемых нами) значения коэффициента окатанности (18 %) и коэффициента миграционной прочности (49 %). Толща морены осложнена пересекающимися трещинами, выполненными суглинком (решетчатые текстуры). Генезис этих текстур не совсем ясен. Можно только предположить, что они повторяют рисунок трещин, образовавшихся в теле ледника в результате внутренних напряжений (Е. Б. Хотина, 1976 г.). Контакт с подстилающими отложениями резкий, волнистый и хорошо прослеживается по основанию глыбового горизонта.

В составе спорово-пыльцевого спектра этих отложений устойчиво преобладает пыльца трав (59—62 %), при подчиненном значении пыльцы древесных пород (30—37 %) и незначительном участии спор (1—5 %).

По заключению палинолога Н. И. Филиной, спорово-пыльцевой спектр характеризует растительность открытого ландшафта, приближающегося к умеренно-холодной лесостепи. Морены описываются также в Ангаро-Баргузинском, Северо-Байкальском (чайская морена) хребтах, где они охарактеризованы палинофлорой тундры и лесотундры.

Водно-ледниковые отложения развиты менее широко. Они залегают на водоразделах и днищах долин и замещают моренные образования. Возраст морены определяется по геоморфологическому признаку. В поверхности, сложенные этими образованиями, врезаются трюги с комплексом позднечетвертичных морен. В Ангаро-Баргузинском горном районе морены перекрываются почвами тунгирского возраста.

В перигляциальной зоне на большей части территории формируется комплекс лёссовидных пород, залегающих на породах ранне-среднечетвертичного возраста, а также озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения с горизонтами криогенных деформаций.

В Тункинской впадине аккумулируется белоярская свита озерных светло-серых песков и гравия с криогенными деформациями (Э. И. Равский и др., 1964 г., 1972) и включением остатков *Coelodonta antiquitatis*, *Spirocerus kiakhtensis*, *Bison priscus cf. longicornis*. В Северо-Байкальской впадине в это время оформилась 70-метровая терраса оз. Байкал, сложенная озерными песками и суглинками, текстуры которых осложнены сингенетичными криогенными деформациями. В Ангаро-Баргузинском горном районе сформировались лёссовидные суглинки.

В Селенгино-Олёкминской и Шилка-Ононской областях существенное развитие получают грубообломочные коллювиальные и десерпционные образования, а также лёссовидные уплотненные суглинки. В долине р. Онона, в цоколях III надпойменной террасы наблюдаются глины, суглинки и пески пойменных фаций аллювия с мощными криогенными текстурами.

По всему региону в горных областях отложения охарактеризованы палинофлорой тундры и лесотундры. В Селенгино-Олёкминской и Шилка-Ононской областях доминируют ландшафты холодных степей.

Тунгирский горизонт

Отложения времени тунгирского горизонта выделены по стратотипу, расположенному в долине р. Тунгир в 5,8 км ниже устья р. Танатры. Эти слои входят в состав цоколя террасы и представлены среднезернистыми песками с прослоем почвы. Пески аккумулировались в начале и конце межледниковья. Максимум потепления отвечает времени формирования погребенных почв. В это время в ландшафте доминируют березовые леса с примесью ольхи, липы, орешника. Породы тунгирских слоев лежат на аллювиальных песках устькиранского горизонта и с разрывом перекрываются возрастными аналогами боржигантской толщи. Это позволяет с достаточной долей уверенности датировать данные образования временем второго среднечетвертичного межледниковья и считать возможным принять их в качестве стратотипа тунгирского горизонта.

Возрастными аналогами тунгирских слоев, по А. М. Риндзюнской, в Ангаро-Баргузинском горном районе являются почвы в разрезе аллювиальных отложений рек Котеры, Наманы и др., а также аллювий средней части котерской толщи. Сходные аллювиальные отложения, слагающие среднюю часть чайской толщи, описываются тем же автором в Северо-Байкальском нагорье. Породы охарактеризованы биотой сосново-березовых лесов с примесью ели и кедра.

В восточной половине Забайкалья описываемые отложения установлены только в бассейне р. Селенги и в долине р. Тунгир. На р. Селенге они представлены песчаным аллювием нижней части IV террасы рек и галечным пролювием. Споры и пыльца характеризуют развитие лесостепей с преобладанием ксерофитного разнотравья. Следует отметить слабую изученность пород данного возрастного диапазона по всему региону, а также, вероятно, их плохую сохранность.

Боржигантский горизонт

Отложения боржигантского времени описываются по всей территории Забайкалья. Выделяются они в значительной степени по геологической позиции и в меньшей степени по палеонтологическим данным. Стратотип горизонта находится в долине р. Онона, на его правом берегу, в 3 км ниже устья р. Улятуй.

Отложения этого возраста известны в Тункинской и Байкальской впадинах. В Тункинской впадине, по Э. И. Равскому и др. (1964 г., 1972), они представлены у устья Малого Занзигана озерно-ледниковыми тонкослоистыми (ленточными) супесями с торфом мощностью до 30 м, формировавшимися в приледниковом бассейне. Из супесей

извлечены остатки *Bison priscus* В о j., *Procarpa gutturosa* (P a l l a s), *Equus hemionus* P a l l a s. Палинофлора характеризует развитие тундры и холодных степей.

На оз. Байкал в это время формировалась V озерная терраса, сложенная песками и галечниками с криогенными текстурами. В бассейне р. Джиды к этому времени, возможно с конца тунгирского этапа, накапливается аллювий IV надпойменной террасы р. Джиды, включавший остатки *Coelodonta antiquitatis* (В l u m.).

В Ангаро-Баргузинской горной области и Северо-Байкальском нагорье, по Н. М. Риндзюнской, боржигантайские отложения венчают разрезы котерской и чайской толщ, залегая с размывом на подстилающих их породах тунгирского времени. Они представлены моренами, солифлюкционно-делювиальными, озерно-болотными и озерно-аллювиальными образованиями. Ландшафты времени их накопления отличались развитием перигляциальных степей и тундро-степей, к концу эпохи сменившиеся в Северо-Байкальском нагорье березово-сосновой тайгой. Далее к востоку, на Витимском плоскогорье боржигантайское похолодание сопровождалось накоплением солифлюкционно-делювиальных суглинков и супесей, а также аллювия IV террасы р. Витим высотой 60 м (Е. Б. Хотина, 1972 г.). В Селенгино-Олёкминской и Шилка-Ононской областях в это время преобладает накопление песчаного аллювия IV террасы рек, с криогенными деформациями. В долине р. Онона, на его правом берегу, в 3 км ниже устья р. Улятуй расположен голостратотип боржигантайского (по пос. Боржигантай) горизонта. Здесь IV терраса высотой 53 м сложена мелко-и среднезернистыми песками, горизонтально-слоистыми с мелкими криогенными текстурами, включающими остатки *Bison priscus* В о j., *Coelodonta antiquitatis* (В l u m.), *Dicerorhinus* sp. (определения Э. А. Вангенгейм), позволяющими датировать вмещающие отложения второй половиной среднего плейстоцена. Боржигантайская толща с размывом залегают на породах киранского времени. В нее вложены осадки сувинской эпохи. Развитие криогенных текстур в толще позволяет считать климат эпохи накопления холодным. Начало аккумуляции, вероятно, следует относить к концу тунгирского времени.

Кропоткинский надгоризонт

Осадки рассматриваемого времени являются наиболее широко пространственными в Забайкалье и связаны с констративным типом аккумуляции во впадинах региона. Они часто с размывом лежат на породах селенгинского времени, реже их контакт согласный.

Байкальская область характеризуется развитием мощных (до 100—140 м) осиновских и тартлинских пролювиальных грубообломочных отложений, описанных В. Д. Мацем и др. (1976 г.) в Байкальской впадине. В Баргузинской впадине развита куйтунская аллювиальная свита со стратотипом на р. Аргоде в 2,5 км выше моста через нее по трассе пос. Усть-Баргузин — пос. Майск. Сложена она серыми и светложелтыми, местами голубовато-серыми песками полимиктового состава. Породы с размывом лежат на осадках гаргинской свиты и отличается от нее повышением коэффициента миграционной прочности обломочного материала до 70—80 %. Слоистость отложений косая, осложненная в верхней и нижней частях криогенными текстурами.

Присутствие двух горизонтов осадков с ясно выраженными криогенными текстурами свидетельствует о двух эпохах похолодания, а также о формировании их в перигляциальной зоне. Слои, разделяющие эти горизонты, включают спорово-пыльцевые комплексы, в которых преобладает пыльца древесных пород, особенно ели (до 71,7 %) и березы (22—23 %); до 9 % спектров составляют сосны и единично представлены споры и пыльца трав. Такие спектры характеризуют развитие в ландшафте березово-еловых лесов умеренно-теплого и сравни-

тельно влажного климата межледниковья. Так как куйтунская свита с размывом лежит на породах ранне-среднечетвертичного времени, а в нее вложены осадки позднего плейстоцена, то время ее формирования приходится на период с первого до второго среднечетвертичных ледниковий. С этими отложениями сопоставляются морены древних трогов долин рек Улун, Светлой и Томпуды.

В Хамар-Дабане в кропоткинское время накапливался песчаный аллювий IV террасы р. Джиды и озерные илы в пади Зимка (Антощенко-Оленев, 1975).

Возрастным аналогом куйтунской свиты является кропоткинская свита Патомского нагорья. Она вскрыта кропоткинским гидравлическим разрезом (голостратотип) в бассейне р. Бодайбо, сложена двумя моренами, разделенными флювиогляциальными и аллювиальными отложениями (Казакевич, Ревердатто, 1972). Породы с размывом лежат на образованиях селенгинского горизонта и также с размывом перекрыты осадками сувинского. Свита выделена Ю. П. Казакевич и принята в качестве стратотипа кропоткинского надгоризонта.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

На территории Забайкалья осадки позднечетвертичного возраста наиболее широко распространены. Они представлены комплексом отложений разного возраста и генезиса и отделены от среднечетвертичных пород значительным эрозионным врезом, обусловленным позднечетвертичным неотектоническим поднятием. Выделяются осадки, соответствующие по времени началу, середине и концу позднечетвертичного времени.

Сувинский горизонт

Рассматриваемые отложения, развитые по всей территории Забайкалья, представлены озерно-аллювиальными, озерными и аллювиальными отложениями. Они наиболее полно изучены в Селенгино-Олекминской и Шилка-Ононской областях.

В Баргузинской и Байкальской впадинах осадки сувинского времени представлены одноименной аллювиальной свитой и ее аналогами, слагающими цоколи низких террас. Голостратотип этих отложений расположен по левому берегу р. Ины в 0,5—1,0 км выше устья р. Суво (урочище Онкули). Осадки характеризуются чередованием тонко- и горизонтально-слоистых илистых супесей с тонкозернистыми косослоистыми песками. Снизу вверх по разрезу наблюдается некоторое уменьшение зернистости осадков и преобладание в разрезе супесчаных образований с большим количеством слюды в кровле слоек, что свидетельствует о накоплении их в протоке реки и в еще действующей старице. Этому заключению не противоречит экологическая характеристика включенной в осадки фауны пресноводных моллюсков. В ее составе С. М. Попова определила речные виды *Gyraulus acronicus* (Ferg.), *Pisidium amnicum* (Müll.), *Unio* sp., *Valvata confusa* West. Климат времени их формирования приближался к современному. Присутствие *Unio* sp., обладающей значительной толщиной створки, подтверждает сделанное предположение.

В Южно-Байкальской впадине к этому времени относятся песчано-галечные отложения нижней части 15—22-метровой террасы у ст. Баярская, а в дельте р. Селенги — пески Фофановского мыса.

Во всех областях Забайкалья сувинским временем датируется нижняя часть аллювия (песчаный, галечный) III надпойменной террасы рек региона, охарактеризованный палинофлорой сосново-березовых лесов и темнохвойной, местами светлохвойной, тайги. Лишь в бассейнах рек Селенги и Онона они сменяются лесостепями.

Томпинский горизонт

Время томпинского ледникового ознаменовалось на территории Забайкалья развитием горно-долинного оледенения, охватившего горы Байкальской области и Хентей-Даурского нагорий. Мощные моренные (томпинские, намаминские, леприндинские, сохандинские и др.) отложения (до 150 м) фиксируют положение нижней границы оледенения, а по долинам рек прослеживаются от 4 до 6 гряд морен стадий отступления ледников. Морены по простиранию переходят во флювиогляциальные образования, в свою очередь замещаемые верхней частью аллювия III надпойменной террасы рек. Аллювий этой террасы включает остатки млекопитающих позднеплейстоценового возраста и повсюду деформирован криогенными текстурами. В морены и отложения III террасы вложены степановские и ошурковские осадки II и I надпойменных террас рек. Палинологические спектры, извлеченные из верхней части аллювия III надпойменной террасы, свидетельствуют о развитии в период формирования отложений ландшафтов холодных степей. Приведенные данные позволяют считать возраст описываемых отложений синхронным первому позднечетвертичному оледенению.

В это время формировалась IV терраса оз. Байкал высотой 12—14 м. Осадки, слагающие эти террасы, обычно представлены песчано-галечными накоплениями с отчетливо выраженными криогенными текстурами. Фаунистические остатки, извлеченные из этих отложений, принадлежат верхнепалеолитическому фаунистическому комплексу.

Томпинский горизонт выделен В. Д. Мацем в 1976 г. Голостратотип расположен в долине р. Томпуды и назван по метеостанции Томпо. Томпинские морены здесь слагают гряды высотой 20—25 м и представлены валунными суглинками с прослоями торфяника, датированные по ^{14}C — 39 000 (P—62) и $39\,240 \pm 1780$ (СОАН—1626).

Степановский горизонт

Выделен по разрезу степановского аллювия р. Киренги А. А. Кульчицким в 1981 г. Степановским временем в большинстве районов Забайкалья датируются аллювиальные отложения II террасы рек района. Отложения этой террасы представлены преимущественно русловой фацией аллювия — галечниками и валунно-галечными образованиями мощностью 12—23 м. Спорово-пыльцевые комплексы из этих осадков указывают на преобладание здесь лесной растительности с примесью ели, ольхи, лещины с подстилкой из степного и лугового разнотравья, мхов и папоротников. Это позволяет предполагать умеренно-теплый и относительно влажный климат времени формирования отложений. Позднечетвертичный возраст осадков устанавливается на основании их стратиграфического и геоморфологического положения. Вторая надпойменная терраса прислонена к третьей. Слагающий ее аллювий перекрывается делювиальными и пролювиальными образованиями со следами криогенных нарушений. Аллювий II террасы включает костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. Все вышеизложенное позволяет датировать отложения II террасы концом позднечетвертичного времени и сопоставлять их с отложениями второго позднечетвертичного межледникового смежных регионов Сибири.

К этому же времени относятся озерные отложения III террасы оз. Байкал и Торейских озер высотой 7—8 м, вверх по долинам рек замещаемые аллювием II террасы.

Ошурковский горизонт

В составе отложений второго позднеплейстоценового ледникового (ошурковское время) для Забайкалья характерны ледниковые и флювиогляциальные, аллювиальные, озерные и лёссовидные отложения. Склоновые образования представлены делювиально-коллювиальными

и коллювиальными образованиями. Ледниковые образования в большинстве случаев связаны с широко развитым на территории Забайкалья каровым оледенением гор Байкальской области и Хентей-Даурского нагорий. Ледники этого времени выдвигались на 3—4 км и оставили моренные накопления мощностью 10—12 м. Возраст морен по данным ^{14}C составляет 12 тыс. лет (В. В. Заморув, 1972 г.). Моренные отложения сопряжены с флювиогляциальными. Последние замещаются аллювием I террасы всех рек региона.

Аллювий I террасы мощностью 1,5—10 м характеризуется более грубым вещественным составом по сравнению с аллювиальными отложениями II террасы. Спорово-пыльцевой комплекс из этих отложений почти полностью представлен пылью травянистых растений. Из древесных пород только 10 % составляет пыльца сосны и березы, причем береза занимает подчиненное положение. Такой состав пыльцы отражает лесостепной характер растительности с преобладанием холодных степей. О похолодании свидетельствуют также и криогенные нарушения, широко распространенные в этих осадках. Рассматриваемый аллювий датируется концом позднечетвертичного времени.

С концом позднечетвертичного времени связано формирование галечных и гравийно-галечных, местами песчаных и глинистых отложений II террасы оз. Байкал высотой 4—6 м и I террасы Торейских озер. Возраст озерных отложений определяется замещением их по притокам озер аллювием I террасы рек. Почти повсеместно эти отложения отличаются развитием разнообразных криогенных текстур, свидетельствующих о суровых климатических условиях времени их формирования. Об этом же свидетельствует развитие лёссовидных образований, перекрывающих аллювий II террасы и включающих остатки фауны млекопитающих, по определению Э. А. Вангенгейм, позднеплейстоценового возраста. Аллювий I террасы местами замещается делювиально-коллювиальными и коллювиальными отложениями, широко развитыми по территории Забайкалья.

Стратотип ошурковского горизонта расположен на р. Селенге у с. Ошурково. Здесь в верхней части разреза I террасы делювиальные отложения включали прослой почв, датированный по ^{14}C — 14 тыс. лет (Э. И. Равский и др., 1964 г., 1972; Базаров и др., 1976).

Душеланский надгоризонт

К отложениям душеланского надгоризонта, формировавшимся с середины позднечетвертичного времени до его конца, относится делювиально-пролювиальная толща (Q_3^{2-4}) мощностью до 120 м. Стратотип душеланского горизонта находится в Баргузинской впадине Байкальского нагорья в 0,3 км к северу от пос. Душелан (по трассе пос. Усть-Баргузин — пос. Майск). Здесь оврагами размывается комплекс делювиальных щебенчато-дресвяных супесей, суглинков и лёссовидных отложений, по всему разрезу охарактеризованный остатками млекопитающих мамонтового комплекса позднего типа. Лёссовидные породы слагают верхнюю часть разреза, в нижней — делювиальная слоистость отложений осложнена текстурами солифлюкционного течения грунта. Отложения залегают с размывом на аллювии сувинского времени и перекрываются тремя почвенными горизонтами голоцена. Первое описание пород дано Э. И. Равским, толщу выделила Е. И. Корнутова.

Делювиально-пролювиальные отложения этого возраста слагают также равнины внутригорных впадин Селенгино-Олёкминского района. Они представлены горизонтально- и косослоистыми песчаными и песчано-глыбовыми образованиями с прослоями и линзами дресвяно-глыбового материала и слабоокатанной гальки. Для них характерна слоистость временных потоков. В составе толщи присутствуют два горизонта криогенных нарушений, разделенные пачкой недислоцированных песчаных и супесчаных осадков мощностью 3—8,5 м. Нижний из них сопо-

ставляется с верхним горизонтом аллювия III надпойменной террасы, средний с аллювием II террасы, а верхний с отложениями I террасы.

Палинологические комплексы из этих образований указывают на лесостепной характер растительности с преобладанием древесных пород и отсутствием теплолюбивых форм, что свидетельствует о достаточно суровых климатических условиях времени их формирования.

К отложениям этого же генезиса относятся и широко распространенные в Забайкалье лёссовидные супеси и суглинки. Они вложены в толщу среднечетвертичных песков и представляют собой овражные или покровные образования, включающие костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН И ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Отложения верхнего плейстоцена и голоцена представлены аллювиальными золовыми и склоновыми образованиями, развитыми в Шилка-Ононской и Селенгино-Олёкминской областях.

Аллювиальные отложения этого возраста по р. Аргуни и в бассейне р. Селенги подстилают русла рек и перекрываются голоценовыми пойменными образованиями. Нижний возрастной рубеж их определяется вложением этого аллювия в осадки среднечетвертичного возраста.

По долине р. Аргуни времени аккумуляции аллювия отвечает накопление делювиальных и делювиально-коллювиальных отложений, включающих остатки фауны верхнепалеолитического комплекса (Э. А. Вангенгейм и др., 1969 г.).

К нерасчлененным верхнеплейстоценовым и голоценовым отложениям могут быть отнесены также золовые образования, развитые в среднем течении р. Оноп. Золовые пески здесь включают два горизонта погребенных почв. В верхней части их широко представлены остатки культуры поздней бронзы. Они развиваются по аллювию IV надпойменной террасы, формировавшемуся с середины до конца среднего плейстоцена.

ГОЛОЦЕН

К голоцену относятся аллювий поймы и русла современных рек, пролювиально-делювиальные отложения днищ оврагов и падей и современные пляжевые отложения озер.

Пойменные и русловый аллювий современных рек широко развит во всех долинах региона и представлен галечными и песчано-галечными образованиями мощностью 20—25 м.

Большую часть спорово-пыльцевого спектра аллювия высокой поймы составляет пыльца древесных растений, среди которых преобладает береза. Отмечается также большое содержание пыльцы сосны и ольхи. Травянистые растения играют подчиненную роль. Отмечается большое количество спор мхов и папоротников. Все это дает основание предполагать, что в начале голоцена в пределах исследованной территории были распространены березово-сосновые леса с травянистым покровом. Климат был, очевидно, более теплым и влажным по сравнению с концом позднечетвертичного времени.

В Байкальской горной области средние части разрезов поймы р. Верхней Ангары и р. Сининды (система Верхней Ангары) включали прослой торфа и древесины с абс. возрастом соответственно 5330 ± 80 и 5480 ± 60 лет.

К этой же возрастной категории относятся золовые отложения Баргузинской впадины, включающие горизонт погребенных почв, с абс. возрастом в 3140 ± 60 лет и культурой бронзы.

В Байкальской впадине озерные отложения голоцена, представленные валунниками, галечниками и песками, включающими гумусированные прослои, разделяются на три части, датированные по ^{14}C сверху, по данным В. Д. Маца: I — 4470 ± 65 лет; II — 4560 ± 5 — 5490 ± 65 лет и III — $10\,325 \pm 85$ лет.

Объективность такого расчленения голоцена подтверждается сменой палинофлор березово-сосновых лесов в верхней части разреза березовыми и еловыми лесами — в нижней.

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Описываемая территория включает Западное Приохотье, горы Приамурья, Сихотэ-Алинь, впадины Нижнего Приамурья, Приморье и Ханкайскую депрессию. Четвертичные отложения здесь исследовали организации Министерства геологии СССР (ВСЕГЕИ, ДВТГУ, ПТГУ и др.), Академии наук СССР (Амурский КНИИ ДВНЦ АН СССР, ГИН АН СССР, ИГЕМ АН СССР, Институт географии АН СССР, Тихоокеанский институт географии ДВНЦ АН СССР, ХабКНИИ ДВНЦ АН СССР и др., Московский, Ленинградский, Дальневосточный государственные университеты и другие организации.

Изучением четвертичных отложений занимались М. Н. Алексеев, Н. П. Ахметьева, И. И. Берсенев, Б. Г. Венус, В. В. Вихлящев, С. С. Воскресенский, Г. С. Ганешин, И. Г. Гвоздева, Н. В. Ерошенко, В. С. Жданов, А. М. Короткий, В. В. Заморуев, С. П. Кузьменко, А. П. Кулаков, Н. А. Лебедева, В. В. Никольская, Б. И. Павлюткин, И. И. Сей, В. В. Соловьев, В. К. Сохин, Э. Н. Сохина, В. Я. Филиппович, Г. И. Худяков, Ю. Ф. Чемяков, С. В. Эпштейн, А. И. Юдин и многие другие геологи. В палеонтологическое обоснование стратиграфических построений большой труд вложили палинологи Т. Д. Боярская, Р. Е. Гитерман, Л. В. Голубева, М. П. Гричук, Г. Г. Зданская, Л. П. Караулова, Ю. В. Махова, В. Ф. Морозова, А. И. Мячина, Е. М. Назаренко, И. М. Покровская, М. А. Седова, П. Н. Соколова и др., диатомисты А. П. Жузе, Л. Л. Казачихина, А. И. Моисеева, Е. И. Царько и др., палеоботаники А. Г. Аблаев, М. А. Ахметьев, М. О. Борсук и др., микропалеонтолог Т. С. Троицкая и др. Большинство радиоуглеродных датировок получено в лабораториях абсолютного возраста ГИН АН СССР, ИГиГ СОАН СССР, МГУ, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.

Основные итоги изучения четвертичных отложений подводились на I и II Межведомственных совещаниях по разработке унифицированных стратиграфических схем в Хабаровске (1956 г.) и во Владивостоке (1965 г.), на III Всесоюзном совещании по изучению четвертичного периода в Хабаровске (1978 г.), а также на Межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем четвертичных отложений Востока СССР в Магадане (1982 г.).

На Дальнем Востоке в настоящее время плиоцен-четвертичная граница проводится по геохронологическому рубежу, совпадающему с палеомагнитной инверсией Брюнес — Матуяма, как это принято геологической службой для всей территории СССР. Следовательно, временной объем четвертичного периода определяется в 0,7 млн. лет. Как известно, в последние десятилетия по инициативе геологов-четвертичников ГИН АН СССР внесено предложение об увеличении объема четвертичной системы до 1,8 млн. лет и понижении ее нижней границы до палеомагнитного эпизода Олдубей. Поэтому в настоящем очерке рассматриваются оба варианта. Один из его авторов (М. Н. Алексеев) является сторонником последнего варианта, тогда как другой (Ю. Ф. Чемяков) выступает за сохранение уже принятой границы.

ПЛИОЦЕН

Плиоцен Дальнего Востока представлен суйфунским горизонтом, объединяющим верхнесоктаханскую подсвиту, приамурскую, андахинскую, суйфунскую свиты в их стратиграфические аналоги (Решения... 1971). Исследования М. Н. Алексеева (1978) показали, что ее стратотип (суйфунская свита) сформировался в палеомагнитную эпоху Гаусс и имеет возраст не моложе 2,43—3,32 млн. лет.

В Западном Приохотье к плиоцену условно отнесена киранская морена (Ю. Ф. Чемяков, 1959 г.), ранее предположительно включавшаяся в ледниковый надгоризонт нижнего плейстоцена. Это несортированные валунно-галечниковые отложения мощностью от нескольких метров до первых десятков метров. Морена обнажается в нижней части обрыва высокой (80—100 м) предгорной равнины у подножия хр. Прибрежного. Валуны и галька значительно выветрелы. В. С. Жданов в 1971 г. подтвердил ледниковый генезис этих отложений и пришел к заключению об их позднеплиоценовом возрасте на основании залегания на плиоценовой коре выветривания и перекрытия нижнечетвертичным аллювием. В Верхнезейской депрессии широко распространена верхнесоктаханская подсвита соктаханской свиты (пески с линзами лигнита и прослоями глинистых песчаников и бурых глин мощностью около 100 м). В лигнитах Е. Смирнова определила пыльцу *Betula*, *Pinus silvestris*, *P. pumila*, *P. korajensis*, *P. cembra*, *Picea*, *Alnus*, *Ilex*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Fagus*, *Juglans*, *Tsuga*, *Abies*, *Tilia*, а И. П. Богович обнаружил остатки *Sequoia langsdorfii* Неег. Г. Е. Быков считал соктаханскую свиту миоценовой, а М. А. Седова неогеновой.

В Среднеамурской депрессии плиоценом датируют приамурскую свиту, выделенную в 1959 г. Ю. Ф. Чемяковым (аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерные галечники, пески, гравийники, каолинитовые и каолинитово-монтмориллонитовые глины, туфогенные глины), мощностью 50—200 м, содержащую споры *Bryales*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, пыльцу *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae*, *Abies* (единично), *Salix*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, с большим количеством широколиственных *Myrica*, *Carya*, *Quercus*, *Ulmus*, *Acer*, трав и кустарников. Свита с разрывом и несогласием лежит на миоценовой ушумунской свите, на миоценовых базальтах кизинской свиты и перекрывается базальтами совгаванской свиты (Варнаровский, 1971; Г. М. Власов, В. Г. Варнаровский, 1966 г.; Ю. Ф. Чемяков, 1961 г. и др.).

По данным С. П. Кузьменко (1982), мощность свиты достигает 190 м (низовья р. Биджан), уменьшаясь к периферии, а местами и выклиниваясь. Этим исследователем выделены в осадках приамурской свиты три спорово-пыльцевых комплекса (СПК): 1) в нижнем количестве пыльцы умеренно-теплолюбивых и широколиственных достигает 3,9 %, а экзотических растений до 2,3 %; 2) в среднем (холодном) пыльца березы (до 25 %), ольхи (13—51 %) с преобладанием кустарниковых форм, хвойных (до 24 %), спор мало, много пыльцы трав (встречаются ксерофиты, в частности эфедра); 3) в верхнем (теплом) пыльца умеренно-теплолюбивых широколиственных растений (до 17 %), березы (13—15 %), экзотов (до 6 %) в виде *Tsuga*, *Taxodiaceae*, *Glyptostrobus*, *Fagus*, *Myrica*, *Ilex*, *Rhus*. Хвойных и трав небольшое количество.

По материалам С. П. Кузьменко, в Среднеамурской депрессии в породах верхней части свиты до глубины 10 м в скв. 27 и 31 обнаружена нормальная полярность, а ниже (до глубины 70 м) — обратная. С. П. Кузьменко считает, что породы приамурской свиты должны характеризоваться обратной палеомагнитной полярностью эпохи Матуяма. Поэтому верхние замеры нормальной полярности он относит к эпизоду Харамильо.

По данным С. П. Кузьменко, нижняя часть приамурской свиты обнажается в сарапульском разрезе и имеет прямую полярность эпохи Гаусс (возраст более 2,43 млн. лет). Однако, по материалам М. Н. Алексеева (1978), красноцветные каолинито-гидрослюдистые глины и алевроиты с галькой устойчивых пород, вскрывающиеся у пос. Сарапульское на Амуре, относятся к верхнему плиоцену или зоплейстоцену. Эта толща впервые описана Ю. Ф. Чемековым (1966) как верхнеплиоценово-нижнечетвертичная, а затем детально исследована М. Н. Алексеевым. Ниже она называется сарапульской красноцветной толщей. Эта толща содержит пыльцу хвойных (*Picea, Pinus*), лиственных (*Salix, Betula, Alnus, Fagus, Quercus, Tilia, Ulmus* и др.), травянистых растений (*Sparganium, Gramineae, Cyperaceae*) и озерные теплолюбивые диатомовые: *Melosira ambigua* (Grün.) O. Müll. var. *antiqua*, *Tetracyclus lacustris* Ralfs., *Cyclotella meneghiniana* Kütz., *Fragilaria pinnata* var. *lanceolata* (Schum.) Hust., *Synedra goulardii* (Grab.) Grün. и др. (Новые данные. . ., 1973 г.). Толща имеет обратную палеомагнитную полярность. Она перекрывает сарапульской сероцветной толщей (см. ниже ее описание) с нормальной полярностью и залегает на миоценовых галечниках с влаго- и теплолюбивым СПК с присутствием субтропических растений (*Magnolia, Liquidambar, Rhus, Celtis*) с нормальной полярностью, коре выветривания и базальтах — аналогах кизинской свиты (Алексеев, 1978). Граница между сероцветной и красноцветной толщами совпадает с рубежом Брюнес — Матуяма (около 0,7 млн. лет). Зоплейстоценовый возраст сарапульской красноцветной толщи подтверждается палинологическими материалами и данными изучения палеомагнетизма. Эту толщу М. Н. Алексеев сопоставляет с верхним виллафранком европейской шкалы.

С. П. Кузьменко (1982 г.), изучавший сарапульский разрез позднее, дает иную интерпретацию. По его данным, красноцветные галечники лежат на позднемиоценовых базальтах и характеризуются нормальной полярностью. Состав содержащихся в них спор и пыльцы близок к нижнему (теплому) СПК приамурской свиты. Это дает основание С. П. Кузьменко отнести описываемые красноцветы к низам приамурской свиты и датировать их ранним плиоценом.

В устьевой части Амура Ю. Ф. Чемеков (1961) выделил усть-амурскую свиту мощностью до нескольких десятков метров, представленную выветрелыми каолинизированными галечниками, сцементированными гидрогетитом. Она залегает на коре выветривания доплиоценового возраста, слагая нижнюю часть высокой террасы, на которой стоит г. Николаевск-на-Амуре. Возраст ее оценивается предположительно как плиоцен-раннечетвертичный. Однако не исключена возможность, что описываемая свита является аналогом сарапульской красноцветной толщи и низов приамурской свиты.

Э. Н. Сохина (Разрез новейших отложений. . ., 1978) относит к плиоцену озерно-аллювиальные глины разреза Колчан (ниже 13,5 м) и их аналоги в других депрессиях Нижнего Приамурья со СПК теплолюбивого характера.

В горах Приамурья предполагаемые плиоценовые отложения вскрыты скважинами в Эвороно-Чукчагирской впадине близ пос. Упагда, Полины Осипенко, Малышевское (А. И. Александрова, В. Ф. Морозова, П. Н. Соколова, 1966 г.; В. В. Вихлянец, В. Ф. Морозова, 1965 г.; Ерошенко, Александрова, 1972).

В северном и среднем Сихотэ-Алине плиоцен представлен галечниками, валунниками, глинами, диатомитами андахинской свиты мощностью 100 м, лежащей между миоценовой ботчинской свитой и базальтами совганской свиты. В описываемых осадках в большом количестве содержится пыльца *Picea, Pinus s/g Haploxydon, Larix*, значительно содержание *Betula, Alnus, Carpinus*, мало пыльцы и спор *Sphagnum, Onoclea, Osmunda, Gramineae, Potamogeton*. Обнаружены плоды и семена *Platicarya* sp., *Liriodendron* sp. Среди диатомовых присутствуют

Melosira italica (Ehr.) Kütz. var. *italica*, *M. praegr anulata* Jouse, *M. praeislandica* Jouse, *Coscinodiscus gorbunovii* Sheshuk. var. *gorbunovii* et var. *ethmodiscoidus* Moiss., *Tetracycius ellipticus* (Ehr.) Grun. var. *ellipticus*, *T. lacustris* Ralfs. var. *lacustris*, *Eunotia polyglyphoides* Sheshuk., *Gomphonema lingulatum* Hust. Эти данные свидетельствуют о предположительно плиоценовом возрасте свиты (Решения. . ., 1971).

На Сихотэ-Алине широко распространены рыхлые под- и межбазальтовые рыхлые отложения, датируемые то как нижнечетвертичные, то как верхнеплиоценовые (Г. М. Власов, В. Г. Варнавский, 1966 г.).

В Ханкайском и Суйфунском районах плиоцен представлен суйфунской свитой, возраст которой Г. С. Ганешин (1961 г.) и В. В. Соловьев (1961 г.) оценивали как плиоцен-раннечетвертичный. Аллювиальные галечники, гравийники, пески с галькой и гравием мощностью 20—120 м содержат в Ханкайском районе споры и пыльцу: в большом количестве — *Picea*, *Pinus*, меньше — *Tsuga*, *Polypodiaceae*, мало — *Betula*, *Carpinus*, *Larix*, *Taxodiaceae*, *Quercus*, *Araliaceae*, единично — *Ginkgo*, *Castanea*, *Nyssa*, *Pterocarya*, *Taxus*, *Abies*, *Fagus*, *Carya*, пыльцу трав.

Близ г. Спасска, в районе пос. Раздольное отложения верхней части разреза суйфунской свиты имеют прямую палеомагнитную полярность эпохи Гаусс (2,43—3,32 млн. л.). Выше лежит спасская красноцветная толща с обратной полярностью эпохи Магяма (0,7—2,43 млн. л.). Ее перекрывает толща ханкайских бурых суглинков с прямой полярностью эпохи Брюнес (Алексеев, 1978).

ПЛИОЦЕН — НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Плиоцен — нижнеплейстоценовый рубеж в горах обычно выражен стратиграфическим перерывом, иногда с угловым несогласием, а в областях унаследованного прогибания и осадконакопления и по окраинам воздымающихся горных сооружений отмечен накоплением нерасчлененных плиоцен-нижнечетвертичных толщ.

В Западном Приохотье плиоцен-нижнечетвертичные отложения широко представлены в Верхнезейской депрессии в виде аллювиальных песков и галечников аргинской свиты с прослоями озерно-аллювиальных суглинков и глин, развитых на водоразделах аккумулятивной равнины. Белесый оттенок осадков обусловлен примесью каолинита, переотложенного из более древних каолинизированных отложений и кор выветривания. Свита содержит споры *Sphagnum*, *Lycopodium*, пыльцу *Pinus*, *Alnus*, *Betula*, *Myrica*, *Cyperaceae*, *Iridaceae*, *Ericaceae*, *Compositae*, *Artemisia* и теплолюбивых форм *Juglandaceae* (*Juglans*, *Carya*, *Cyclocarya*), *Ulmus*, *Tsuga* (определения В. С. Будрина). В верхах свиты теплолюбивая пыльца не обнаружена. Возраст свиты оценивается как плиоцен-раннечетвертичный.

Белогорская свита Амуро-Зейской депрессии мощностью 100 м и более (разнозернистые пески с гравием и галькой, с прослоями глин, суглинков и галечников) лежит с размывом на миоценовой сазанковской свите и перекрывается предположительно среднечетвертичными осадками. Отложения свиты имеют белесый оттенок из-за примеси каолинита, переотложенного из более древних отложений и кор выветривания. Содержащийся в осадках СПК является переходным от плиоцена к нижнему плейстоцену, характеризуясь наличием пыльцы тсуги, сосны, ели и липы неогенового облика. Количество пыльцы этих пород уменьшается вверх по разрезу. Возраст свиты определяется В. И. Финько и Е. Д. Заклинской (В. И. Финько, 1960 г.) как олигоценный, Ю. Ф. Чемековым и др. (Стратиграфия рыхлых отложений. . ., 1960) как плиоценово-раннечетвертичный, Лю-Мин-Хоу (1961 г.), С. С. Воскресенским и др. (1972 г.), Ю. В. Маховой и Е. Н. Тер-Григорян (1968 г.) как ранне-среднеплейстоценовый. Совещание 1965 г. сохрани-

до за белогорской свитой плиоцен-раннечетвертичный возраст (Решения... , 1971).

В нижнем Приамурье к плиоцен-нижнеплейстоценовым отложениям относятся предположительно суглинки 18—22-метровой террасы у с. Богородского, в которых, по данным Я. И. Файна, наряду с четвертичной содержится пыльца неогеновых реликтов *Sequoia*, *Pterocarya*, *Juglandaceae* (определения В. П. Гричука).

В Сихотэ-Алине широко распространена совгаванская свита (оливиновые базальты, реже долериты и агломераты) мощностью 200—300 м, местами до 400 м. Базальты на правом берегу р. Тумнин близ ст. Чепсары, где они залегают на аллювиальных галечниках, у пос. Ванино, на р. Коппи (с перекрытием аллювия), на правом берегу р. Тутточа, у пос. Датта, в бассейне р. Лачама, платобазальты свежего облика в бассейнах рек Дюанка, Худями, Большой Хади, Ботчи (близ устья р. Мульпа) имеют нормальную магнитную полярность. Стратиграфически ниже в базальтах близ устья Нельмы отмечена обратная полярность. Поэтому верхняя часть свиты относится к эпохе Брюнес, а нижняя — к эпохе Матуяма. На западном склоне Сихотэ-Алиня описываемая свита лежит на приамурской свите, а в южном Сихотэ-Алине на суйфунской свите. Положительную палеомагнитную полярность имеют платобазальты, перекрывающие суйфунскую свиту близ пос. Раздольное, и лавы вулкана-сопки Корейской близ ст. Свягино. Последние ложатся на красноцветные отложения с обратной полярностью, аналогичные сарапульской и спасской красноцветным толщам (Алексеев, 1978). Все изложенное выше позволяет датировать верхнюю часть разреза совгаванской свиты как эоплейстоцен — нижний плейстоцен.

В Сихотэ-Алине к описываемым отложениям относятся аллювиальные галечники, суглинки и супеси IV (40—70-метровой) надпойменной террасы больших рек, в которых в долине р. Имана, по Ю. Ф. Чемякову (1956 г.), содержится богатый СПК умеренно-теплолюбивой растительности (определения Н. С. Громовой) с единичной пыльцой палеоген-неогеновых реликтов (*Tsuga*, *Liquidambar*, *Magnolia*, *Glyptostrobus*). Отложения IV террасы в районе Колхозной сопки на р. Имане (у пос. Картун) перекрыты базальтами.

Шуфанская свита Южного Приморья, сложенная базальтами и андезит-базальтами мощностью до 300 м, ранее относилась к верхнему плиоцену (Решения... , 1971). Определения М. А. Певзнера по сборам М. Н. Алексеева (1978) показали, что базальты на восточном склоне Шуфанского плато (правый борт долины р. Кедровки) имеют прямую полярность. Низы свиты не подвергались палеомагнитному изучению. Поэтому ее возраст может рассматриваться в широком диапазоне от раннечетвертичного до раннеплиоценового, а, возможно, и более древнего.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Как указывалось, объем четвертичной системы оценивается по-разному. Одни исследователи включают в ее состав эоплейстоцен (отложения, сформировавшиеся в течение временного интервала 1,8—0,7 млн. лет). На Дальнем Востоке, по М. Н. Алексееву, он представлен верхней частью сарапульской красноцветной толщи. Другие исследователи считают, что объем четвертичной системы следует ограничить легко определяемым естественно-историческим рубежом в 0,7 млн. лет, совпадающим с легко диагностируемой палеомагнитной инверсией Брюнес—Матуяма. По мнению Ю. Ф. Чемякова, последнюю точку зрения подтверждают материалы Межведомственного совещания по разработке стратиграфических схем четвертичных отложений Востока СССР, состоявшегося в 1982 г. в Магадане. На этом совещании приняты стратиграфические схемы четвертичных отложений по Дальнему Востоку, Северо-Востоку, Камчатке и Сахалину с нижней границей четвертичной системы на рубеже 0,7 млн. лет (прил. XI).

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнеплейстоценовые отложения в наиболее хорошо изученных районах СССР подразделяются на четыре горизонта. На Дальнем Востоке из-за недостаточной изученности в настоящее время выделяются два стратиграфических подразделения: межледниковый горизонт (QI₁) и ледниковый надгоризонт (QI₂₋₄). На II Межведомственном стратиграфическом совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока для них были предложены названия упадгинского горизонта (QI_{1up}) и елабужского надгоризонта (QI_{2-4el}), которые не были утверждены МСК из-за отсутствия достаточно хорошо изученных стратотипов (Решения. . ., 1971).

К нижнему нерасчлененному плейстоцену относятся отложения верхней части аргинской свиты в Верхнезейской депрессии и верхней части белогорской свиты в Амуро-Зейской депрессии.

В Южном Приморье, по данным М. Н. Алексеева и Л. В. Голубевой (1973 г.), нерасчлененный нижний плейстоцен представлен бурями суглинками. Последние характеризуются нормальной полярностью и залегают на красноцветных отложениях с обратной полярностью, т. е. выше рубежа Брюнес — Матуяма. Аналогичные стратиграфические соотношения наблюдаются у пос. Камень-Рыболов и в районе г. Спасска-Дальнего.

А. А. Рязанцев, А. В. Мечетин, Л. Б. Хершберг и Л. П. Караулова (1982) считают нижнеплейстоценовой толщю 30—80-метровых отложений, залегающую на шельфе северо-западной части Японского моря на плиоценовых осадках и перекрытую среднеплейстоценовыми отложениями. Возраст ее определяется по данным палинологического и диатомового анализов.

Первый нижнечетвертичный межледниковый горизонт

К этому горизонту в Западном Приохотье относятся в Верхнезейской депрессии аллювиальные галечники с песчано-гравийным заполнителем и примесью валунов, залегающие под маломощным слоем суглинков 40-метровой террасы р. Дугды, а в смежных горных районах аллювий 60—120-метровых террас р. Купури и др. Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется растительностью темнохвойных и елово-березовых лесов с участием широколиственных пород — ореха, липы, вяза и др. Из берез для описываемых отложений типична *Betula cf. verrucosa*.

В Амуро-Зейской депрессии данный горизонт представлен озерно-аллювиальными, озерными и аллювиальными глинами, суглинками 80—100-метровой террасы р. Зеи. Они содержат СПК хвойно-широколиственных лесов с участием тсуги (до 6 %), характеризующий теплые климатические условия (Решения. . ., 1971).

Отложения данного горизонта широко распространены в депрессиях Нижнего Приамурья. Ю. Ф. Чемеков (1961, 1966) предложил называть его холанским по пос. Холан, где скважиной под среднечетвертичными осадками были вскрыты озерные и озерно-аллювиальные глины, пески и супеси со СПК хвойно-широколиственного леса типа уссурийской тайги с *Tsuga canadensis* (L.) С. и Г. и *T. diversifolia* (M. A. H. i. m.) M. A. S. t. Богатый комплекс широколиственных включает *Juglans*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, *Ulmus*, *Ilex* и др., обильны умеренно-термофильные и термофильные споровые растения (Решения. . . 1971; Чемеков, 1966).

По-видимому, нижнечетвертичными являются озерно-аллювиальные алевриты средней части 30—35-метровой террасы Амуре у пос. Новоильиновки, у г. Николаевска-на-Амуре, глины нижней части раз-

реза Вяземского карьера, вскрытые скважиной (Ахметьева, 1977), а также аллювиальные пески и суглинки нижних частей IV (35—40 м) и V (60—80 м) террас Амура у поселков Зеленый Бор, Маринское, Нижнетамбовское, Сухановка, Большемихайловское (Разрез новейших отложений. . ., 1978). В их СПК отмечено большое количество пыльцы широколиственных пород.

По периферии Среднеамурской депрессии этому горизонту, по-видимому, принадлежат озерно-аллювиальные и озерные глины, суглинки, пески с галькой, местами с щебнем, дрсвой, галечники мощностью 40—60-метровой и 50—70-метровой террас со СПК хвойно-широколиственных лесов типа уссурийской тайги с тсугой (Решения. . ., 1971).

В Среднеамурской депрессии сформировалась сарапульская сероцветная толща, обнажающаяся у пос. Сарапульского (Алексеев, 1978). Это глины и алевриты с несколькими горизонтами погребенных почв, имеющие нормальную палеомагнитную полярность эпохи Брюнес. Возраст ее оценивается как плейстоценовый. К описываемому горизонту относится нижняя пачка алевритов мощностью около 6 м, залегающая на плиоценовой сарапульской красноцветной толще. Спорово-пыльцевой комплекс ее характеризуется резким преобладанием пыльцы широколиственных (*Tilia*, *Ulmus* и т. д.), присутствием *Syringa*, *Betula*, sect. *Albae*, *Betula* sp., *Alnus* sp., а также хвойных *Picea* sect. *Omorica*, *Abies*).

По данным С. П. Кузьменко (1982), в Среднеамурской депрессии описываемый горизонт представлен озерными глинами с примесью песка, галек, алеврита, щебня малмыжской толщи мощностью до 8 м, слагающими озерные равнины с абсолютными высотами от 26 до 80 м. В осадках содержится пыльца березы, умеренно-теплолюбивых широколиственных растений (до 10 %), небольшое количество пыльцы хвойных, встречены единично *Tsuga*, *Fagus*, *Ilex*. Пыльца древесных растений преобладает над пылью трав. С. П. Кузьменко предложил именовать описываемые отложения малмыжским горизонтом.

В горном районе Приамурья первый межледниковый горизонт вскрыт в Эвороно-Чукчагирской впадине в скв. 56 на глубине 116,5—130 м (А. Н. Александрова, В. Ф. Морозова, П. Н. Соколова, 1966 г.; В. В. Вихлянец, В. Ф. Морозова, 1965 г.; Ерошенко, Александрова, 1968) в виде упадгинской толщи. В скважине у пос. Упагда она представлена преимущественно песками. По данным В. Ф. Морозовой, в их СПК много пыльцы хвойных *Tsuga canadensis* (L.) Carr., *T. diversifolia* (M a x i m.) M a s t., *Picea*, *Pinus* и берез (в том числе *Betula dahurica* P a l l., *B. schmidtii* R g l., *B. cf. verrucosa* E h r g h., *B. pubescens* R g l.), единично встречена *Betula exilis* S u k., отмечен богатый комплекс широколиственных *Carpinus*, *Fagus*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Tilia*, *Ilex*. Сравнительно хорошо изученная упадгинская толща может служить стратотипом описываемого горизонта, который по рекомендации II Межведомственного стратиграфического совещания в 1965 г. целесообразно назвать упадгинским.

В Сихотэ-Алине к этому горизонту можно отнести сидатунскую толщу — галечники, глины, суглинки 40—70-метровой террасы р. Имана (Ю. Ф. Чемяков, 1956 г.) с богатым СПК, содержащим пыльцу реликтов неогеновой растительности. Н. С. Громова, определявшая пыльцу и споры, отмечает, что ландшафт представлял собой смешанный лес с большим разнообразием умеренно-теплолюбивых пород. На возвышенностях, покрытых травянистым покровом (местами папоротниками), произрастали тиссовые, тсуга, сосна, ель, граб, бук, дуб, вяз, ликавидамбар и липа. Поймы рек были заняты лесами из березы, ольхи и ивы. По заключению Н. С. Громовой, подобный СПК отвечает раннечетвертичному времени. Из отложений той же террасы А. И. Моисеева определила комплекс диатомовых, состоящий из типичных представителей пресноводных водоемов: *Synedra ulna* (N i t z s c h.) E h r., *Eunotia formica* E h r., *E. lunaris* (E h r.) G r u n., *E. praerupta* E h r., *Coc-*

coneis plancentula var. *euglypta* (Ehr.) Cl., *Pinnularia borealis* Ehr., *Epithemia zebra* var. *porcellus* (Ehr.) Grun., *Hantzshia amphioxys* (Ehr.) Grun. и обломки диатомовых из порядка *Pennales*.

Ю. Ф. Чемяков предложил считать это обнажение стратотипическим и назвать описываемый горизонт в Сихотэ-Алине сидатунским.

В южной части Сихотэ-Алиня, Приморья и в Уссури-Ханкайской депрессии А. М. Короткий, Л. П. Караулова и Т. С. Троицкая (1980) выделили уссурийский межледниковый горизонт. Он представлен аллювиальными песчано-галечниковыми и глинисто-песчаными отложениями, вскрытыми в центре депрессии. Этому горизонту принадлежат также аллювий нижней части 35—45-метровой террасы на восточном склоне юга Сихотэ-Алиня, отложения 15—25-метровой террасы на западном склоне этой горной системы и покровные красноцветы на поверхности 60—80-метровой террасы (глинистые валунники, галечники, пески, алевриты, супеси, глины). Спорово-пыльцевой комплекс этих отложений содержит большое количество экзотических видов (*Taxodiaceae*, *Tsuga*, *Castanea*, *Fagus*, *Pterocarya*, *Carya*, *Nyssa*, *Zelkova* и др.), с широким развитием широколиственных (*Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Acer*, *Tilia*, *Corylus*, *Phellodendron*), хвойных (*Pinus koraiensis* Sieb. et Zucc., *Abies*) и присутствием мелколиственных пород. Среди спор господствуют *Polypodiaceae*. На открытых равнинах преобладала лесостепная растительность.

Нижнечетвертичный ледниковый надгоризонт

В Западном Приохотье к этому надгоризонту относятся аллювиальные пески, галечники с валунами, реже суглинки 100-метровой террасы р. Таймень, 120-метровой террасы р. Атаги со СПК, содержащим пыльцу березы, ольхи, ели, нескольких видов сосны, пихты, широколиственных (*Corylus*, *Carpinus*, *Acer*). Много спор сфагнума, *Polypodiaceae*. Ранее к этому надгоризонту относились ледниковые отложения (киранская морена), выделенные в устье р. Киран. Однако в данном очерке их возраст предположительно оценен как плиоценовый. В Верхнезейской депрессии формировались осадки верхней части аргинской свиты.

В депрессиях Нижнего Приамурья в разрезах скважин широко развиты отложения елабужского надгоризонта. В скважинах близ пос. Елабуга вскрыта елабужская толща озерно-аллювиальных глин и суглинков, подстилаемых гравийно-галечными отложениями. В них определен СПК мелколиственных и елово-березовых лесов с редкой примесью широколиственных (орешник, вяз). В верхах разрезов отмечено до 30-% пыльцы кустарниковых видов березы и ольхи.

Осадки этого надгоризонта залегают почти во всех депрессиях на глубинах от 50 до 110 м и имеют сходные СПК. Для них характерно преобладание пыльцы березы, небольшое содержание ели (на юге ее больше) значительное количество пыльцы ольхи. Среди них типичны *Betula* cf. *pubescens* Rgl., *B.* cf. *verrucosa* Ehrh., *B. schmidtii* Rgl., резко возрастает количество пыльцы кустарниковых видов (*Betula exilis* Suk. и *B. ovalifolia* Rupr.), встречаются редкие зерна *Corylus* и *Ulmus*. В целом этот СПК свидетельствует о похолодании климата.

В сарапульском разрезе Среднеамурской депрессии в пачке глин и алевритов мощностью около 5 м с несколькими горизонтами погребенных почв, залегающей выше самой нижней пачки сарапульской сероцветной толщи, обнаружен СПК березовых лесов с участием кустарниковых видов берез (Алексеев, 1978).

По С. П. Кузьменко (1982), в Среднеамурской депрессии широко распространены озерные (глины с значительной примесью алевритов, псаммитов и псефитов) и эоловые (пески) отложения мощностью 20—30 м. Глины на поверхность не выходят, пески слагают дюны и валы высотой до 18 м. В осадках обнаружен СПК с большим количеством пыльцы кустарниковых берез и хвойных. Спорадически в небольших

количествах встречается пыльца умеренно теплолюбивых широколиственных пород. С. П. Кузьменко предложил называть описываемые осадки бирской толщей, а совокупность отложений в пределах всей депрессии — бирским горизонтом.

В южных районах Дальнего Востока в течение данного временного интервала сформировался рудневский горизонт (Короткий, Караулова, Троицкая, 1980). На юге Сихотэ-Алиня и Приморья это аллювий верхней части 35—45-метровой террасы на восточном и отложения 15—20-метровой террасы на западном склонах юга Сихотэ-Алиня.

В целом для юга Приморья СПК отражает похолодание, выраженное господством темнохвойной тайги с небольшой примесью реликтов тургайской флоры, появлением кустарниковых видов берез и ольховника, кедрового стланика в горах, увеличением пыльцы трав. В горных районах широко распространилась гольцовая растительность.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Первый среднечетвертичный межледниковый горизонт

В Западном Приохотье данный горизонт сложен аллювиальными песками галечниками, суглинками, глинами террас высотой 65—80 м (реки Атага, Мая, Половинная, Джана, Немуй, Лантарь, Таймень и др.), 50—65 м (Удокан, Большой Тыркан и др.), 40—55 м (Киран, Малый Желон и др.), нижних частей 15—35-метровых и 20—25-метровых террас в долинах рек Шантарских островов. В отложениях содержится СПК темнохвойных лесов (ель, пихта с примесью сосны, березы, ольхи и широколиственных растений). В аналогичных осадках близ расположенных долин рек Алданского нагорья обнаружен зуб *Mammuthus trogontherii* (Pohl.) позднего типа. Мощность отложений достигает 20 м.

Широкое распространение описываемые отложения имеют в депрессиях Нижнего Приамурья.

В Среднеамурской депрессии к ним относится третья снизу пачка глин и алевролитов мощностью 6—7 м, включающая слои 10, 11, 12 обнажения 29/68 сарапульской сероцветной толщи (Новые данные..., 1973 г.). В них обнаружена пыльца, свидетельствующая о существовании широколиственных лесов с преобладанием дуба и липы, с примесью березы и ели, что говорит об умеренно-теплом климате.

С. П. Кузьменко (1982) выделил в Среднеамурской депрессии маякскую толщу и одноименный горизонт. Они представлены озерными глинами, слагающими равнины с абсолютными высотами от 25 до 80 м. Их СПК отвечает березово-ольховым, местами елово-пихтовым лесам. Отмечено большое количество умеренно-теплолюбивых широколиственных (до 23,4 %), трав мало, спор 10—45 %. Встречена единично пыльца *Tsuga*, *Carpinus*, *Ilex*.

В Среднеамурской депрессии в это время формировались также аллювий нижней части 15—20-метровой террасы, озерные, аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки нижней части 10—15-метровой террасы. В центральных частях депрессии отложения этого горизонта погребены под более молодыми отложениями. Их характеризует СПК темнохвойных и хвойно-широколиственных лесов, на юге — остепенного дубово-черноберезового редколесья, степи, лугов. Климат был умеренно-теплым.

В долине р. Уссури близ г. Вяземский из серых глин и алевролитов с растительными остатками, залегающими в цоколе 15-метровой террасы р. Уссури происходят остатки *Mammuthus trogontherii* (Pohl.). Выше этой части разреза по наблюдениям, выполненным М. Н. Алексеевым и Л. В. Голубевой, выявлен слой сильно криотурбированной почвы, который перекрыт суглинисто-супесчаными аллювиальными отложениями 15-метровой террасы р. Уссури.

В горах Приамурья данный горизонт вскрыт скважинами во внутригорных впадинах. Он представлен озерными и озерно-аллювиальными песками с прослоями и линзами супесей и суглинков (А. Н. Александров, В. Ф. Морозова, П. Н. Соколова, 1966 г.; В. В. Вихлянцев, В. Ф. Морозова, 1965 г.; Ерошенко, Александрова, 1972), залегающими на глубинах 51—91 м (с. Упагда), 37—54 м (пос. Малышевское), 56—64 м (пос. Горелое). В северных районах в СПК преобладает пыльца березы (в том числе *Betula* cf. *verrucosa* Ehrh., *B. cf. pubescens* Rgl., которая выше по разрезу не встречается, а также *B. dahurica* Pall., *B. costata* Trautv., *B. schmidtii* Rgl., появляется *B. platyphylla* Suk.), а также пыльца ольхи. Встречена в небольшом количестве пыльца кустарниковых видов берез, хвойных (ели, сосны) — 1—10%. Из широколиственных отмечены *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Acer*. Споры представлены Polypodiaceae, Bryales, Sphagnales и умеренно-термофильными *Polypodium vulgare* L., *P. lineare* Thunb., *Osmunda claytoniana* L., *Camptosorus sibirica* Purg. В СПК гор южной части Приамурья уменьшается содержание пыльцы березы, в которой преобладают *Betula* cf. *verrucosa* Ehrh. и *B. schmidtii* Rgl., и увеличивается количество пыльцы ели и пихты (30—50%). Более разнообразен состав широколиственных. К верхам горизонта содержание последних уменьшается.

В горах Сихотэ-Алиня к первому среднечетвертичному межледниковью относится сидатунская толща, представленная аллювиальными суглинками, глинами и галечниками III (20—40-метровой) надпойменной террасы крупных рек — Имана, Хора и др. Изучение этой толщи дало основание выделить сидатунский горизонт на Сихотэ-Алине (Ю. Ф. Чемяков, 1956 г., 1961). Его СПК характеризуется развитием широколиственных лесов, местами темнохвойных лесов с участием мелко- и широколиственных пород (береза, орешник, граб, орех, дуб, вяз, липа, клен). Содержание ели и пихты достигает 60—70%. Из древесных видов берез доминируют *Betula schmidtii* Rgl., *B. dahurica* Pall., *B. manshurica* (Rgl.) Nakai.

В Суйфуно-Ханкайском районе описываемый горизонт слагает 15—20-метровую террасу и представлен серыми озерными глинами, реже суглинками, а в основании разреза песками. Спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о развитии темнохвойных и хвойно-широколиственных лесов, на Ханкайском участке — степей, лугов и остепненного дубово-черноберезового редколесья.

В южной части Сихотэ-Алиня среднечетвертичный ханкайский горизонт представлен аллювием нижней части III (15—20-метровой) надпойменной террасы на восточном склоне и нижней части II террасы на западном склоне Сихотэ-Алиня, а в южном Приморье аллювием нижней части 10—20-метровой террасы. В Уссури-Ханкайской депрессии ханкайский горизонт представлен аллювиальными и болотными отложениями, вскрытыми скважинами (интервал 45—52 м) в центральной части впадины, и аллювием крупных рек (интервал 47—50 м) по периферии впадины. Мощность отложений 4—10 м. Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется обилием пыльцы широколиственных пород (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Juglans*, *Carpinus*, *Phellodendron*, *Syringa*, *Corylus*) с большим количеством хвойных (*Pinus* s/g *Diploxylon*, *P. koraiensis* Sieb et Zucc., *Abies*, *Picea*). Встречена пыльца *Fagus*, *Castanea*, *Zelkova*, *Pterocarya* и экзотических видов *Pinus*, в большом количестве пыльца трав.

Отложения описываемого горизонта предположительно выделили в осадках шельфа северо-западной части Японского моря по данным непрерывного сейсмо-акустического профилирования А. А. Рязанцев, А. В. Мечетин, Л. Б. Хершберг и Л. П. Караулова в 1982 г., сопоставив его с тобольским горизонтом Сибири.

Среднечетвертичный ледниковый надгоризонт

Из-за недостаточной изученности этот надгоризонт в большинстве районов Дальнего Востока не поддается расчленению на горизонты.

К описываемому надгоризонту относятся морены, эрратические валуны, моренные песчанистые суглинки с валунами и щебнем, залегающие на плоских водоразделах хребтов Джугджур и Станового, у северного и северо-западного подножия этих хребтов, а также в долинах рек Идюма, Саргаканды, Десса, Кун-Маньё, Кустака, Н. Коврижки, Лантаря, Тайменя и др., а также в районе оз. Большое Токо. Это оледенение, названное Ю. Ф. Чемяковым (1961) алданским, имело горно-долинный характер, местами, однако, формировались ледники подножий. По данным Е. Б. Хотинной (1978 г.), среднечетвертичный ледник, возникший в эпоху самаровского следования, оставил в районе оз. Большое Токо морену мощностью до нескольких десятков метров.

В песках, суглинках, супесях и глинах террас высотой 40 и 60 м в Амуро-Зейской депрессии, датированных концом среднего плейстоцена и началом позднего плейстоцена, содержится СПК, фиксирующий смену березовых и сосново-березовых лесов лесотундрой и редколесьем (И. Г. Грошенкова, Л. В. Зорин, Е. М. Малаева, 1960 г.). В среднечетвертичных отложениях депрессии известны находки остатков *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа.

Стратотипический разрез описываемого надгоризонта представлен в Среднеамурской депрессии в виде вяземской свиты. Она слагает 8—15-метровую террасу и вскрыта в карьере кирпичного завода. Это озерные и озерно-аллювиальные глины, суглинки, супеси, пески с включениями гравия и гальки, со СПК березово-лиственничного редколесья и тундр. Обильна пыльца кустарниковых видов берез: *Betula exilis* Suk., *B. middendorffii* Tr. et Mey., *B. ovalifolia* (Maxim.) Mast. и ольхи (*Alnaster*). Единично встречены *Lycopodium alpinum* L., *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron. Определен бедный комплекс диатомей из холоднлюбивых северо-альпийских видов. На II стратиграфическом совещании для надгоризонта, к которому относится вяземская свита было рекомендовано название вяземский надгоризонт.

Ранее к этому стратиграфическому подразделению привязывалась находка костей *Mammuthus trogontherii* (Pohl.). Однако, как показали исследования М. Н. Алексеева (1978), кости этого млекопитающего происходят из отложений, подстилающих вяземскую свиту и относящихся к первому среднечетвертичному межледниковому горизонту.

К вяземскому надгоризонту М. Н. Алексеев относит часть отложений сарапульской сероцветной толщи, залегающей между нижним и верхним плейстоценом в сарапульском разрезе.

По С. П. Кузьменко (1982), озерные отложения данного надгоризонта слагают равнины с абсолютной высотой от 27 до 100 м. Они характеризуются СПК с преобладанием пыльцы березы и ольхи, иногда лиственницы и ели.

В Сихотэ-Алине В. В. Соловьев (1961, 1968 гг.) и Ю. Ф. Чемяков (1961, 1966) описали эрратические валуны на плоских вершинах гор, предположительно считая их следами максимального среднечетвертичного оледенения. В это время здесь формировался аллювий 15—20-метровой террасы, озерно-аллювиальные отложения 5—10-метровой террасы в Артёмо-Тавричанской впадине и во внутриворонных впадинах. Спорово-пыльцевой комплекс указывает на распространение мелколиственных и березово-лиственничных лесов, горной тундры.

Для многих районов Дальнего Востока на фоне среднечетвертичного похолодания наблюдается, по-видимому, межстадиальное (?) потепление, отмеченное в СПК уменьшением содержания пыльцы кустарниковых видов березы и спор зеленых мхов, появлением единичных пыльцевых зерен *Ulmus* в северных районах, а в южных районах и на Сахалине — *Ulmus*, *Quercus* и спор *Bostrychium lanceolatum* Angstr.,

Athyrium filix—femina (L.) Roth. На юге, кроме того, увеличивается количество пыльцы ели (А. Н. Александрова, В. Ф. Морозова, П. Н. Соколова, 1966 г.).

Опыт более детального расчленения среднего плейстоцена в Южном Приморье опубликован А. М. Коротким, Л. П. Карауловой и Т. С. Троицкой (1980). Они расчленили вяземский надгоризонт на три горизонта: шмаковский ледниковый (QII₂), сунгачский межледниковый (QII₃) и вяземский ледниковый (QII₄).

К нерасчлененным среднечетвертичным отложениям относится в Верхнезейской депрессии толща делювиально-пролювиальных образований, накопившаяся у подножия хребтов Тукурингра и Джагды.

В Амуро-Зейской депрессии, по М. В. Пиотровскому, средний плейстоцен представлен аллювием нижних частей террасоувалов и озерно-аллювиальными отложениями 30—40-метровой террасы р. Зеи. В осадках обнаружены кости *Mammuthus primigenius* раннего типа, *Bison priscus* (определения В. И. Громова) и пыльца таежной растительности с преотложенной неогеновой.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Верхнечетвертичные отложения наиболее детально изучены и наиболее дробно расчленены на территории Дальнего Востока. Почти во всех районах среди них выделены два межледниковых и два ледниковых горизонта. Четырехчленное подразделение верхнечетвертичных отложений на Дальнем Востоке было впервые произведено Ю. Ф. Чемяковым (1957 г., 1961) на основе анализа, сопоставления и корреляции континентальных осадков верхнего плейстоцена и материалов исследования колонок донных отложений Охотского моря, для которых был установлен приближенный абсолютный возраст, вычисленный по скорости осадконакопления.

Первый верхнечетвертичный межледниковый горизонт

Этот горизонт был впервые выделен на Дальнем Востоке Ю. Ф. Чемяковым под названием первого позднечетвертичного тихоокеанского горизонта, осадки которого формировались в условиях первого позднеплейстоценового тихоокеанского оптимума. К нему отнесены глинистые илы Охотского моря, содержащие, по П. Л. Безрукову и А. П. Лисицыну, до 10 % CaCO₃ и до 6 % аморфного кремнезема. В них А. П. Жузе и Е. В. Коренева определили пыльцу темнохвойных пород, экзотических сосен, реликтовых растений (*Tsuga*, *Ilex*, *Carya*) и флору диатомей преимущественно океанического состава. Абсолютный возраст этих осадков приближенно определен Ю. Ф. Чемяковым в пределах 100—63 тыс. лет.

Континентальными аналогами описанных отложений в Западном Приохотье являются аллювиальные осадки нижней части 13—15-метровых террас хр. Джугджура и 10—16-метровой улахской террасы Верхнезейской депрессии, а также 15—18-метровой террасы о-ва Большой Шантар и 35-метровой террасы зал. Николая. Спорово-пыльцевые комплексы из этих отложений отражают растительность темнохвойных лесов (ель, реже пихта) и смешанных лесов (ель, лиственница, сосна, береза) с небольшой примесью (на юге) широколиственных пород (*Quercus*, *Acer*, *Carpinus*).

В Амуро-Зейской депрессии в это время формировались аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения 15—20-метровой террасы р. Зеи. Их СПК говорят о развитии хвойно-березовых лесов с участием вяза, дуба, клена, лещины, граба. Мощность этих отложений достигает 20 м.

В Среднеамурской депрессии описываемый горизонт выражен пачкой озерно-аллювиальных алевритов и песков в обнажении у пос. Сарapultское.

В горах Приамурья выделяются аллювиальные и озерно-аллювиальные пески с прослоями супесей и суглинков, залегающие в депрессиях у поселков Упагда, Малышевское, Горелое и В. Гавань (В. В. Вихлянцева, В. Ф. Морозова, 1965 г.; Ерошенко, Александрова, 1972). Палинологические данные свидетельствуют о широком развитии темнохвойных и березово-лиственничных лесов во время формирования описываемых отложений.

В Сихотэ-Алине толща песчано-галечниковых аллювиальных отложений, вскрывающаяся в нижней части разреза 5—8-метровой террасы, содержит пыльцу широколиственных (орех, вяз, дуб, липа) и древесных видов берез.

В Ханкайской депрессии, по данным Л. П. Карауловой и Е. М. Назаренко (1972 г.), в глинах и иловатых песках, вскрытых скважинами на глубине 15—17 м, установлен СПК, отражающий умеренно-теплый климат. Ниже и выше отмечается резкое сокращение пыльцы древесных и увеличение роли недревесной растительности, развитие ольхово-березовых ассоциаций с участием тундровых и лесотундровых элементов. Поскольку хорошо изученные отложения данного горизонта широко распространены в бассейне р. Фудзина, было предложено именовать его фудзинским (Решения..., 1971).

Позднее (Короткий; Караулова, Троицкая, 1980) для этого горизонта было предложено название находкинского с включением в него аллювия нижней части II террасы (8—10 м) в горах Южного Приморья, аллювиальных, аллювиально-лагунных и аллювиально-морских осадков мощностью 5—20 м в прибрежной зоне, озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных осадков, вскрытых скважинами в центральной части Уссури-Ханкайской депрессии в интервале 13—18 м и по ее периферии в интервале 13—16 м. В течение находкинского времени отмечена смена трех фаз растительности: 1) темнохвойных и березово-лиственничных лесов с примесью широколиственных пород; 2) широколиственных лесов с реликтами тургайской флоры (*Castanea*, *Fagus*, *Pterosarya*, *Celiis*), дубово-березового редколесья); 3) темнохвойной тайги с преобладанием кедра, ели, пихты.

В осадках шельфа северо-западной части Японского моря данный горизонт мощностью от 2 до 12 м выделили в 1982 г. А. А. Рязанцев, А. В. Мечетин, Л. Б. Хершберг и Л. П. Караулова, параллелизуя его с казанцевским горизонтом Сибири. Отложения представлены морскими фашиями.

В течение описываемого геохронологического интервала произошла гляциоэвстатическая трансгрессия, названная Ю. Ф. Чемяковым (1957, 1961 г.) курильской. Следы ее описаны на севере Нижнего Приамурья, в Приморье, в донных осадках Охотского моря.

Первый верхнечетвертичный ледниковый горизонт

Отложения этого горизонта представлены в Западном Приохотье моренами горно-долинных ледников, водно-ледниковыми и аллювиальными песками. Мощность осадков достигает 20—30 м, местами больше.

В горах Приамурья данный горизонт представлен моренами горно-долинного муниканского оледенения мощностью 80—100 м и флювиогляциальными галечниками.

В депрессиях Нижнего Приамурья сформировался аллювий верхней части II надпойменной террасы Амура со СПК лесотундрового типа.

В Сихотэ-Алине образовались морены оледенения, названного В. В. Соловьевым (1961 г.) анисским, и флювиогляциальные отложения 12—15-метровой террасы.

В Южном Приморье выделен лазовский горизонт (Короткий, Караулова, Троицкая, 1980). На юге-Сихотэ-Алиня он представлен аллювиально-пролювиальными отложениями верхней части II (8—10-метро-

вой) террасы на восточном и средней части I террасы на Западном склоне, в Уссури-Ханкайской депрессии в ее центральной части озерными, озерно-аллювиальными отложениями, аллювием и покровными отложениями по периферии. Спорово-пыльцевые спектры показывают смену темнохвойной тайги с господством ели и пихты березово-лиственничным редколесьем с кустарниковыми типами берез и ольховником, сфагновыми болотами.

На юге Приамурья верхняя часть первого ледникового горизонта верхнего плейстоцена представлена в обнажении II надпойменной террасы р. Виноградской, где глины залегают на торфянике с остатками древесины. Радиоуглеродный возраст последних составляет $41\,400 \pm \pm 1000$ лет (ГИН-383). Спорово-пыльцевой комплекс позволяет отнести торфяник к заключительной стадии первого позднечетвертичного оледенения.

А. А. Рязанцев, А. В. Мечетин, Л. Б. Хершберг, Л. П. Караулова описали в разрезе шельфа северо-западной части Японского моря осадки, которые сформировались при низком положении уровня моря (-120 м). Толща осадков во внешней зоне шельфа и верхней части материкового склона имеет мощность до 20 м. В средней зоне шельфа осадки выклиниваются и сменяются континентальными в эрозионных врезках затопленных морем речных долин. Авторы сопоставляют описанные ими отложения с зырянским горизонтом Сибири.

Во время позднечетвертичного первого ледникового в Охотском море образовались глинистые и мелкоалевритовые илы с прослоями вулканического пепла (4-й горизонт осадков). В них наблюдается нижний максимум пыльцы кустарниковых видов березы и ольхи. Значительно содержание спор зеленых мхов. Диатомовая флора имеет неритический состав с господством арктических и арктобореальных видов. Длительность формирования илов от 85—63 до 50—40 тыс. лет (по скорости осадконакопления).

Время первого позднеледникового характеризуется похолоданием климата, возникновением оледенения выше нижней границы хionoсферы, широким развитием в перигляциальной зоне криогенных процессов и текстур в осадках. Уровень Тихого океана у берегов Дальнего Востока понизился до 100 м ниже современного, оставив следы в виде Японской цикловой береговой линии (Чемяков, 1961).

Второй верхнечетвертичный межледниковый горизонт

В Западном Приохотье к этому горизонту относится аллювий 6—12-метровых террас рек со СПК светлохвойных лесов из сосны и лиственницы с участием ели, сибирского кедра и березово-ольховых лесов. В долине р. Уды образовались аллювиальные галечники, пески, супеси нижней части 8—15-метровой террасы, содержащие СПК близкий к описанному выше, но с присутствием спор *Cyclophorus* sp. и единичной пыльцы *Carpinus* (определения М. А. Седовой).

В депрессиях Нижнего Приамурья сформировался аллювий, вскрытый скважинами в долине р. Большая Бира (пески с примесью гравия и гальки, галечник, глины), с радиоуглеродными датировками 39 600 лет (ГИН-712), 35 000 лет (ГИН-742), 25 000 лет (ГИН-713). Спорово-пыльцевые комплексы указывают на распространение мелколиственных лесов с господством ольхи и березы.

В Среднеамурской депрессии продолжалось формирование верхней части сарапульской сероцветной толщи. К описываемому горизонту относится амурская толща (Кузьменко, 1982), сложенная аллювиальными галечниками, гравием, песками, глинами, алевритами, а также озерными глинами, распространенными на равнинах высотой 80—22 м над уровнем моря.

В горах Приамурья выделены аллювиальные галечники, пески, супески, супеси нижней части 8—15-метровой террас, содержащих СПК

ольхово-березовых лесов с примесью *Picea*, *Pinus* и широколиственных пород (*Juglans*, *Corylus*, *Carpinus*, *Fagus*) с небольшим количеством пыльцы разнотравья и спор Bryales, *Sphagnum*, Polypodiaceae.

В Сихотэ-Алине описываемый горизонт представлен аллювиальными валунниками, галечниками, песками, глинами торфянистых алевритов, слагающими нижнюю и среднюю части 5--8-метровой террасы рек Венюковка и Максимовка. В СПК нижней части разреза террасы преобладает пыльца *Pinus koraiensis*, *P. s/g Haploxyylon*, *Picea*, *Abies*; обильна пыльца широколиственных (*Quercus*, *Juglans*, *Corylus*, *Ulmus*). Возраст осадков по ^{14}C составляет $31\,920 \pm 75$ лет. Выше по разрезу в СПК преобладает пыльца *Picea* sect. *Omorica* (до 31 %), *P. sect. Euripicea* (до 2 %), из мелколиственных берез, ольховника, встречается единично пыльца широколиственных. Возраст осадков по ^{14}C $22\,700 \pm 800$, $21\,900 \pm 100$, $21\,550 \pm 60$ лет (Короткий, Гвоздева, Лобанова, Розова, 1982).

В Южном Приморье этот горизонт, названный черноручьинским (Короткий, Караулова, Троицкая, 1980), представлен аллювием нижней части 1 (3--6-метровой) террасы восточного и средней части 3--5-метровой террасы западного склонов южной части Сихотэ-Алиня, в прибрежной части Приморья аллювиально-лагунными и морскими отложениями. В Уссури-Ханкайской депрессии озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные осадки вскрыты скважинами в центральной части на глубине 9--11 м, а по периферии депрессии на глубине 7,5--10 м (аллювий крупных рек). Отложения описываемого горизонта датированы радиоуглеродным методом: $40\,400 \pm 1600$ (МАГ-274), $38\,000$ (МГУ-305), $31\,820 \pm 750$ (МАГ-340), $30\,900 \pm 900$ (МАГ-335), $30\,030 \pm 370$ (СОАН-267), $29\,000 \pm 250$ (МГУ-325), $26\,740 \pm 400$ (МГУ-306), $24\,750 \pm 400$ (СОАН-289), $22\,700 \pm 800$ (МАГ-341) и $22\,580 \pm 240$ лет (СОАН-551) (Короткий, Караулова, Троицкая, 1980). Известны также датировки в $41\,400 \pm 1000$ (ГИН-383), $35\,000 \pm 130$ (ГИН-744) (Алексеев, 1978). Спорово-пыльцевые комплексы описываемых отложений характеризуют развитие темнохвойных (на юге с примесью корейского кедра) и широколиственных лесов с выпадением термофильных элементов тургайской флоры.

Ко времени формирования второго межледникового горизонта относится часть разреза отложений пещеры Географического общества в долине р. Сучан, содержащих палеолитические орудия и кости млекопитающих. Эти отложения вскрываются в интервале глубин 1,3--1,7 м и содержат пыльцу *Pinus silvestris*, *P. koraiensis*, *Picea* sect. *Omorica*, *Larix*, *Tilia*, *Quercus*, *Juglans*, *Acer*, *Ulmus*, *Betula manshurica* и различных травянистых растений, свидетельствующую о распространении в это время хвойно-широколиственных пород с обильным травянистым покровом (М. Н. Алексеев, Л. В. Голубева, 1973 г.).

На шельфе северо-западной части Японского моря формировались отложения трансгрессии, залегающие между двумя прослоями континентальных озерно-болотных отложений с линзами торфа с возрастом по ^{14}C для нижнего 41--42 тыс. лет и для верхнего 29--30 тыс. лет, свидетельствующих о регрессиях моря в начале и в конце описываемого временного интервала. А. А. Рязанцев, А. В. Мечетин, Л. Б. Хершберг и Л. П. Караулова (1982) различают здесь три подгоризонта: нижний — отложения раннекаргинского потепления и раннекаргинского похолодания; средний — осадки среднекаргинского оптимума и позднекаргинского похолодания, верхний — отложения позднекаргинского похолодания. Мощность подгоризонтов от 2 до 10 м.

На начальной стадии изучения позднего плейстоцена Дальнего Востока для данного горизонта Ю. Ф. Чемяков (1957 г., 1961) предложил название второго позднечетвертичного тихоокеанского горизонта, который отвечает геохронологически второму тихоокеанскому позднеплейстоценовому климатическому оптимуму.

В донных осадках Охотского моря в течение этого времени отложились глинистые и алевроитовые илы (3-й горизонт осадков, мощностью 2—7 м), местами обогащенные аморфным кремнеземом и содержащими до 9 % CaCO_3 , что свидетельствует об отложении их в теплых климатических условиях. В СПК илов содержится пыльца темнохвойных и широколиственных пород и экзотических сосен, споры *Sphagnum*, *Lycorodiaceae*, *Polypodiaceae* и богатая по составу океаническая диатомовая флора с участием неритических видов и присутствием тихоокеанской флоры. Абсолютный возраст илов, вычисленный Ю. Ф. Чемяковым (1957) по скорости осадконакопления, составляет от 50 до 22 тыс. лет.

В описываемый интервал геологической истории произошла гляциоэвстатическая трансгрессия, следы которой запечатлены на древних берегах дальневосточных морей и северной части Тихого океана в виде Чукотской цикловой береговой линии (Ю. Ф. Чемяков, 1961 г.).

Второй верхнечетвертичный ледниковый горизонт

В Западном Приохотье этот горизонт представлен моренами и водно-ледниковыми отложениями селитканского оледенения, а также аллювием верхних частей низких (6—12-метровых) террас со СПК тундры и березово-лиственничного редколесья.

В депрессиях Нижнего Приамурья сформировалась верхняя часть сарапульской сероцветной толщи (алевроиты с мерзлотными нарушениями) и погребенная в них почва с обломками древесины, датированными по ^{14}C 25 800 лет (ГИН-627). К данному горизонту относится аллювий 15-метровой террасы у г. Комсомольска с остатками *Mammuthus primigenius* (Blum) позднего типа, а также аллювий нижней части I (5—8-метровой) террасы Амура.

В Среднеамурской депрессии С. П. Кузьменко (1982) выделил эморонскую толщу (аллювиальные галечники, гравий, глины, суглинки) мощностью до 15 м, слагающую II надпойменную террасу, и эоловые пески мощностью до 12 м, образующие грядовый рельеф на поверхности террас. В СПК преобладает пыльца березы и ольхи, иногда хвойных, спорадически встречается пыльца широколиственных (в очень небольшом количестве).

В горах Приамурья широко распространена морена горно-долинного оледенения. Особенно широко она развита в хр. Ям-Алине, в бассейне р. Селиткан, откуда оледенение и данный горизонт получили название селитканского (Ю. Ф. Чемяков, 1961; 1964 г., 1966). Водно-ледниковые отложения слагают террасы высотой 10—20 м на восточном и 6—7 м на западном склонах Ям-Алиня. Спорово-пыльцевые комплексы отражают растительность типа лесотундры, местами лесостепи, в рефугиумах сохранялись мелколиственные породы (береза, ольха, в том числе их кустарниковые виды).

Оледенение затронуло и Сихотэ-Алинь, на вершинах которого наблюдаются каровые морены.

В Южном Приморье для этого горизонта предложено название партизанского (Короткий, Караулова, Троицкая, 1980). В южном Сихотэ-Алине он представлен аллювием I террасы малых долин и верхней частью аллювия I террасы основных долин. На юге Приморья распространены прибрежно-морские отложения погруженной 60—70-метровой береговой линии, в Уссури-Ханкайской депрессии — озерно-аллювиальные и озерные отложения в центральной части (в скважинах интервал 0—9 м), аллювиальные и делювиальные отложения в окраинных частях впадины. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются резким уменьшением или исчезновением широколиственных пород, развитием мелколиственных и кустарниковых видов растительности, распространением ели, сосны, лиственницы. Мощность осадков составляет от нескольких метров до 10 м и более. Определены радио-

углеродные датировки: $18\,170 \pm 150$ лет (СОАН-137), $11\,500 \pm 130$ лет (СОАН-288), $10\,780 \pm 50$ лет (СОАН-628).

В разрезе отложений пещеры Географического общества заключительной стадии верхнего плейстоцена соответствует слой серого пористого суглинка (интервалы глубин 0,7—1,0 м) с пылью кустарниковых видов берез и спорами сфагновых мхов, плаунов и *Selaginella sibirica* (М. Н. Алексеев, Л. В. Голубева, 1973 г.)

К описываемому горизонту относятся аллювиальные глинисто-песчано-щебнистые отложения с криотекстурами II (15-метровой) террасы р. Зеркальной, в которых Ж. В. Андреевой найдены палеолитические орудия и отщепы. Их СПК включает пыльцу берез (в том числе *Betula sect. Nanae*), *Alnaster* и трав. Следы похолодания фиксируются также в отложениях I террасы р. Каменки в 1 км от берега Японского моря. Спорово-пыльцевой комплекс из серых глин в основании разреза террасы содержит до 50 % пылицы *Betula sect. Nanae*, до 10 % *Alnaster* и более 40 % кустарничков (*Ericales*), что свидетельствует о суровых климатических условиях в перигляциальной зоне. В отложениях этой зоны обычны многочисленные мерзлотные текстуры. В Южном Приморье, как правило, отсутствуют трещинные формы и наибольшее развитие получают текстуры инволюционного типа — котлы и различного рода мерзлотные сжатия. В Приамурье, в высокогорных районах Сихотэ-Алиня и в Западном Приохотье наряду с текстурами типа инволюций развиты псевдоморфозы по ледяным клиньям и другие текстуры, связанные с разрывами грунта в условиях холодного и, вероятно, достаточно сухого климата. Мерзлотные нарушения часто наложены на древние ископаемые почвы, деформируя или уничтожая их. У с. Сарапульское интенсивные мерзлотные нарушения в верхней части озерных верхнеплейстоценовых осадков привели к растаскиванию темной луговой почвы, сформировавшейся во время второго позднеплейстоценового межледниковья. Радиоуглеродная датировка обломка древесины из этой почвы оказалась равной $25\,800 \pm 820$ лет (ГИН-627). Аналогичны нарушения в аллювии 15-метровой террасы р. Уссури в карьере кирпичного завода у г. Вяземского. Мерзлотными нарушениями здесь в значительной степени уничтожена почва, отделяющая аллювий этой террасы от озерных глин в ее цоколе.

В осадках шельфа северо-западной части Японского моря (Рязанцев, Мечетин, Хершберг, Караулова, 1982) этот горизонт описан под названием сартанского. Он подразделен на четыре подгоризонта: 1) отложения главной стадии оледенения, располагающиеся на береговой линии на глубине 100 м; 2) осадки интерстадиала и ранего дриаса (в пределах изобат 75—80 м); 3) осадки беллинга и среднего дриаса (вдоль изобаты 60 м); 4) отложения аллерада и позднего дриаса, залегающие под голоценом в полосе перехода от прибрежной зоны шельфа к средней. Мощность их — 8—10 м, возраст установлен палинологическими данными и подтвержден радиоуглеродными датировками.

В донных отложениях Охотского моря описываемый горизонт выделен Ю. Ф. Чемяковым под названием второго верхнечетвертичного ледникового. Он отмечен накоплением глинистых илов с прослоями алевритов и вулканического пепла (второй горизонт осадков) мощностью 3—8 м. В их СПК отмечен верхний максимум пылицы березы и ольхи (с преобладанием кустарниковых видов берез), споры зеленых мхов, древняя переотложенная пыльца и диатомовая флора неритического состава. Описываемые илы формировались в течение интервала времени от 24 до 7 тыс. лет (по скорости осадконакопления).

ГОЛОЦЕН

По решению II Межведомственного совещания 1965 г. голоцен на Дальнем Востоке следует подразделять на две толщи: нижняя объединяет нижний и средний голоцен, а верхняя — верхний голоцен. Одна-

ко по отчетливо выраженным СПК его можно расчленить на три слоя: мухенский, тихоокеанский голоценовый и дальневосточный (Ю. Ф. Че-меков, 1964 г.). Из них средний соответствует тихоокеанскому климатическому оптимуму.

К голоцену относятся верховые и низинные торфяники, аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения низкой и высокой поймы и местами I (4—6-метровой) надпойменной террасы, морские осадки лайды и I (4—6-метровой) морской террасы, делювиальные, делювиально-коллювиальные, коллювиальные и элювиальные образования на склонах гор и субгоризонтальных вершинных поверхностях.

Исследованиями последних лет в голоцене Приморья выделено 5 слоев, отвечающих геохронологическим эквивалентам схемы Блитта—Сернандера (Короткий, Караулова, Троицкая, 1980). Указанные авторы выделяют нижнеголоценовые слои, включающие слои более низкого таксономического ранга (амурские или пребореальные по схеме Блитта—Сернандера, хасанские или бореальные), среднеголоценовые слои, представленные барабашевскими или атлантическими и амбинскими или суббореальными слоями, и верхнеголоценовые слои (рязановские или субатлантические слои). Каждое из выделенных подразделений имеет палинологическое обоснование, возраст их определен достаточно большим количеством радиоуглеродных датировок. Для Сихотэ-Алиня дробное расчленение голоцена в соответствии со схемой Блитта—Сернандера произведено сотрудниками НПО Приморгеология, Тихоокеанского института географии ДВНЦ АН СССР и Дальневосточного университета А. М. Коротким, И. Г. Гвоздевой, Л. А. Лобановой, Г. И. Розовой (1982) для долин крупнейших рек и верховых болот среднего и северного Сихотэ-Алиня, прибрежной зоны на участке от устья р. Таежной и до устья р. Нельмы, бассейнов рек Тохтинка, Максимова, Вениюковка. Каждый слой палинологически обоснован; получено 17 радиоуглеродных датировок. Дробное расчленение голоцена в верховьях р. Зева (бассейн р. Бикина) произведено сотрудниками МГУ З. В. Алешинской, Н. С. Болиховской и В. Ф. Болиховским на основе палинологического анализа (Четвертичные отложения Востока СССР, 1982).

За последние десятилетия в изучении стратиграфии четвертичных отложений Дальнего Востока достигнуты значительные успехи. Появились довольно детально исследованные опорные разрезы (вяземский, сарапульский, ряд скважин в депрессиях, прошедших всю толщу четвертичных отложений, и т. д.). Наиболее хорошо изучены верхнечетвертичные и голоценовые отложения. За последние годы обогатился арсенал методов, принятых на вооружение геологами-четвертичниками на Дальнем Востоке. Кроме обычно используемых палинологического и диатомового методов все шире и шире применяются палеомагнитный и радиоуглеродный анализы.

К недостаткам относится то, что современная схема стратиграфии четвертичных отложений в значительной степени построена на интерпретации палинологических данных, которые не дают прямого указания на возраст изучаемых отложений. Не всегда в необходимых масштабах используется один из наиболее ценных методов — геоморфологический анализ. Редки находки остатков млекопитающих, мелких животных, морских и пресноводных моллюсков.

Важнейшими задачами ближайшего будущего являются: 1) изучение средне- и нижнечетвертичных отложений и более детальное, чем в настоящее время их расчленение; 2) исследование неоген-четвертичной границы и в связи с этим детальное изучение и более дробное расчленение верхнеплиоценовых отложений; 3) разработка детальных легенд для проведения мелкомасштабной геологической съемки (масштаб 1 : 50 000 в различных районах Дальнего Востока).

Одной из наиболее актуальных задач является составление унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Дальнего Востока, что необходимо для картирования последних и поисков полезных ископаемых, связанных с этими отложениями.

САХАЛИН

Единственным источником сведений о стратиграфии четвертичных отложений острова еще совсем недавно служили работы Н. Н. Тихоновича, П. И. Полевого (1915 г.) и Д. И. Дамперова, Б. И. Елисеева (1932 г.), в которых на основании геоморфологических данных предлагалось деление четвертичных отложений на постплиоценовые (Q_1) и современные (Q_2). К первым относились отложения высоких террас, ко вторым — морские и аллювиальные отложения низких террас и пойм.

В 1950—1966 гг. в связи с Государственной геологической съемкой и составлением сводных карт стратиграфическое изучение четвертичных отложений продвинулось значительно вперед. Исследования проводились геологами ВСЕГЕИ (Г. С. Ганшин, В. М. Рыжкова, В. В. Соловьев), Главного гидрогеологического управления (А. Н. Александрова, С. В. Белецкая, Г. С. Ведерников, А. А. Трепалова и др.), Сахалинского ТГУ (В. Г. Беспалый, Ю. М. Ковтунович, Г. В. Полунин, Ю. И. Тарасевич и др.) и ВНИГРИ (С. Н. Алексейчик, С. Д. Гальцев-Безюк, И. И. Ратновский и др.)

Полученные в результате этих исследований стратиграфические выводы основывались на детальном литологическом и палинологическом изучении отложений, анализе диатомовой флоры и геоморфологических данных. Из-за отсутствия материалов по фауне млекопитающих снижается обоснованность предлагаемых стратиграфических схем и затрудняется их корреляция с другими районами Востока СССР.

Для понимания строения четвертичного покрова Сахалина большое значение имело бурение серии скважин в средней и южной частях Поронайской и Сусунайской депрессий (Александров, 1974; А. Н. Александрова и др., 1977 г.). Этими скважинами были пройдены толщи аллювиальных, дельтовых и морских четвертичных отложений мощностью от 120 до 400 м. Такие повышенные мощности объясняются тем, что Поронайская депрессия в неогене и в плейстоцене являлась областью прогибания хотя и прерывистого, но длительного осадконакопления. Наличие в разрезах скважин неоднократных перерывов не позволяет считать их полными, включающими все подразделения четвертичной системы.

Детальное палинологическое изучение разрезов скважин, речных и морских террас дает возможность наметить закономерную климатическую ритмичность, на фоне которой шло накопление четвертичных отложений. Широкое использование данных анализа диатомовой флоры способствует также определению континентальной или морской среды осадконакопления.

Разработанные на основании этих данных стратиграфические схемы четвертичных отложений А. Н. Александровой (1971 г., 1972), В. В. Соловьева и Г. С. Ганешина (1971 г.) являются схемами климатостратиграфического обоснования и требуют для своего уточнения привлечения биостратиграфических свидетельств, материалов по палеомагнитному и абсолютному возрасту отложений (прил. XII).

О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

По рекомендации Охинского стратиграфического совещания (1959 г.) нижняя граница четвертичной системы проводилась по кровле хузинской, маруямской, рыбновской, таилевской и нutowской свит позднплиоценового возраста. Эти свиты образованы преимущественно

морскими песками с прослоями галечников и гравелитов. Верхний плиоцен в некоторых районах Сахалина интенсивно дислоцирован. Четвертичные отложения везде залегают ненарушенно, и поэтому по угловому несогласию плиоцен-четвертичная граница проводится достаточно уверенно. Также отчетлива граница в случае залегания четвертичных отложений с размывом на плиоцене. Однако и в том, и в другом случае из-за возможного выпадения из разреза части нижнеплейстоценовых или верхнеплиоценовых отложений указанные границы не являются точными границами между неогеновой и четвертичной системами.

В областях устойчивого осадконакопления (депрессиях) обычно наблюдается литологически однородная толща неоген-четвертичных отложений с постепенным изменением палинологических комплексов, отражающих похолодание климата в позднем плиоцене и раннем плейстоцене. В этих условиях, по-видимому, наиболее целесообразно выделение нерасчлененных плиоцен-четвертичных отложений, часть которых может соответствовать эоплейстоцену в понимании, принятом в настоящем полутоме.

А. Н. Александрова (1974) проводит нижнюю границу четвертичной системы по изменению в составе диатомовой флоры и по первым признакам значительного похолодания в толще плиоцен-плейстоценовых осадков депрессий.

Для северного Сахалина С. Д. Гальцев-Безюк и Г. В. Полуни (1975 г.) предлагают проводить нижнюю границу четвертичных отложений по подошве верхнепутовской подсвиты, относимой другими исследователями к позднему плиоцену, во время которого происходит вымирание теплолюбивых форм моллюсков, теплолюбивых элементов арктотретичной флоры и смена морских условий осадконакопления лагунными и континентальными. Указанными геологами, следовательно, впервые поставлен вопрос о снижении границы четвертичной системы на Сахалине.

ПЛИОЦЕН-НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нерасчлененные верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые отложения выделяются в Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессиях. Они залегают в большинстве случаев на значительной глубине и лишь изредка обнажаются в цоколях террас по краям депрессий. Лучше всего они изучены в Поронайской части депрессии, где развита толща озерных и озерно-аллювиальных глин, суглинков, песков и галечников с прослоями лигнитов и торфяников, связанная постепенными переходами с литологически близкими породами нижележащей маруямской свиты плиоцена. Глины этой толщи в буюклинской скважине, по данным Л. С. Короткевич, содержат спорово-пыльцевой комплекс *Tsuga* (до 1,3 %), *Picea* (18—56 %), *Pinus* (3—10 %), *Abies* (1,5—3,0 %), *Larix* (1—1,3 %).

Во время накопления глин Поронайская депрессия была покрыта темнохвойной тайгой со значительной примесью лиственных пород. Роль широколиственных пород невелика. По сравнению с плиоценом в этой толще наблюдается выпадение субтропических вечнозеленых форм, это указывает на заметное похолодание климата.

В Сусунайской депрессии, по данным бурения, также установлена переходная толща от маруямской свиты к заведомо четвертичным отложениям, мощность которых от периферии к осевой части депрессии изменяется от 10 до 220 м.

В Тонино-Анивском районе в Островской и Новиковской депрессиях с размывом и местным угловым несогласием на породах курасийской свиты (миоцен) и с размывом и резким угловым несогласием на более древних отложениях лежат плиоцен-четвертичные глины, пески, гравийно-галечниковые отложения мощностью 50 м (Ю. Н. Тарасевич, О. П. Бородин, А. Я. Таболяков, 1971 г.). В глинах встречаются множество переотложенных диатомей за счет размыва курасийских диато-

митов, а также прослой торфа мощностью до 5 м и горизонты, обогащенные растительными остатками.

В этих отложениях спорово-пыльцевой комплекс представлен как типично четвертичной, так и неогеновой флорой (таксодиевые 16—19 %, тсуга 6—11 %) и умеренно теплолюбивыми формами (тиссовые, кипарисовые, криптомерия, бук, дуб, клен и другие от 8 до 32 %).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Морские отложения раннечетвертичного возраста выделены в устьевых частях Центрально-Сахалинских депрессий: поронайской (г. Поронайск) — на глубине 92,6—121,5 м и Сусунайской (пос. Ново-Троицкое) — на глубине 148—229,2 м (Александрова, Белецкая, 1965; А. Н. Александрова, Л. И. Митрофанова, 1972 г.). В центральной части Сусунайской депрессии, где верхние горизонты плиоцена и весь разрез плейстоцена представлен континентальными осадками, нижнечетвертичные отложения преимущественно аллювиального и аллювиально-пролювиального генезиса вскрыты скважинами в районе пос. Луговое на глубинах от 71 до 147 м (А. Н. Александрова, В. П. Болдырева, Л. Н. Митрофанова, 1977 г.).

Нижнечетвертичные отложения литологически не отличаются от описанных в этих же скважинах верхнеплиоценовых отложений, но характеризуются существенно иным спорово-пыльцевым комплексом, свидетельствующим о резких изменениях во флоре и растительности в раннем плейстоцене, выразившихся в увеличении роли травянистых растений и сокращении количества термофильных родов.

Эти отложения подразделены на две части. Нижняя часть формировалась в условиях сначала теплого и влажного климата, когда господствовали темнохвойные леса с примесью лещины, вяза и участием экзотических видов сосен и елей, позднее сменившиеся открытыми разнотравно-злаковыми степями с участками леса из березы, вяза, граба, липы и ореха, что свидетельствует о фазе аридизации. Верхняя часть отложений образовалась в условиях существенного похолодания, о чем свидетельствует присутствие в спорово-пыльцевом комплексе пыльцы ольховника и сосны (кедрового стлапника?), небольшого количества пыльцы лиственницы, ольхи и березы. По бортам Поронайской депрессии эти отложения выходят на дневную поверхность. Они хорошо изучены В. Г. Беспалым (1968 г.) и А. Н. Александровой (1979 г.) в районе пос. Владимирово.

В горных районах к отложениям этого возраста на основании геоморфологических данных относятся аллювиальные галечники, лежащие на высоких (100—120 м) речных террасах. Обломочный материал отличается глубокой выветрелостью. Изученные Г. Г. Зданской, палинологические комплексы из суглинистых прослоев в маломощном аллювиальном чехле отвечают растительности типа смешанных лесов с существенной ролью широколиственных пород (В. Г. Беспалый, Г. Г. Зданская, В. В. Соловьев, 1967 г.).

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

В разрезе Буюклинской скважины на среднем Сахалине к среднему плейстоцену относится более чем 200-метровая аллювиальная и озерпо-аллювиальная толща суглинков, супесей с гравием и галькой и с отдельными валунно-галечниковыми прослоями. Палинологическое изучение этой толщи показало, что ее нижняя часть формировалась в обстановке прогрессивного ухудшения климата (встречена пыльца лиственницы, пихты, ели, сосны, березы, травянистых, споры мхов и папо-

ротников). Верхняя часть разреза практически немая. В. В. Соловьев, Г. С. Ганешин (1971 г.) высказали предположение о формировании верхней части толщи в среднечетвертичное ледниковье, а нижней части — в предледниковье.

К среднечетвертичным А. Н. Александрова и С. В. Белецкая (1965) относят пески, суглинки и глины, залегающие в разрезе Поронайской депрессии на глубине 54,2—92,6 м. По палинологическим данным, нижняя часть этой толщи (континентального генезиса) формировалась в условиях теплого и влажного климата, верхняя (лагунная) — в умеренно-теплом климате. Возможно, однако, что к среднему плейстоцену следует относить также лежащие выше суглинки, пески и глины, считающиеся А. Н. Александровой и С. В. Белецкой уже верхнеплейстоценовыми. Нижняя часть этой толщи образовалась в условиях теплого климата, верхняя — при значительном похолодании. При такой интерпретации разреза поронайской скважины выявляется межледниковая толща, сформировавшаяся в теплых и умеренно-теплых условиях, и верхняя, отвечающая времени среднеплейстоценового максимального оледенения.

В Сусунайской депрессии среднеплейстоценовые отложения также расчленены на два горизонта, залегающие на глубинах 88,1—148 м (Ново-Троицкое) и 54,5—91,5 м (Луговое) (Александрова, 1974; А. Н. Александрова и др., 1977 г.).

Среднеплейстоценовый возраст, по-видимому, имеют озерные пески, суглинки и глины, развитые в верховьях рек Вал, Лангры и Ниш. Они характеризуются крайне бедными спорово-пыльцевыми комплексами.

На побережье к среднему плейстоцену относятся аккумулятивные чехлы абразионно-аккумулятивных террас высотой от 50 до 80 м. Это ожелезненные, часто цементированные галечники с гравием, валунами и разнозернистыми песками, линзами глин, суглинков с галькой, песков. Начало формирования этих отложений приходится на эпоху умеренно-теплого климата первой половины среднего плейстоцена; верхние же части разрезов отложений, представленные покровными глинами и суглинками, накапливались в условиях холодного и влажного климата второй половины среднего плейстоцена (А. Н. Александрова, 1978 г.).

К ледниковым отложениям этого возраста В. В. Соловьев (1964) относит несортированные суглинки и супеси с валунами, галькой и гравием мощностью более 15 м, развитые на водоразделе рек Наниво и Березовки и на Охинском перешейке к западу от залива Коленду. Флювиогляциальными галечниками, залегающими вне связи с современными речными долинами, образованы приподнятые части Луньско-Венгерийской и Пограничной депрессий Восточного Сахалина (Соловьев, Ганешин, 1971).

В горах к среднему плейстоцену обычно относят маломощные горизонты аллювия среднего комплекса террас высотой 40—60 м.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

А. Н. Александрова и С. В. Белецкая (1965) в разрезе поронайской скважины относят к верхнему плейстоцену пески, суглинки и глины, вскрытые на глубине 12—54,2 м. По составу спорово-пыльцевых комплексов выделяется четыре этапа осадкообразования — два теплых и два холодных. Как отмечалось выше, есть основания относить нижнюю часть толщи, сформировавшуюся в первый теплый и первый холодный этапы, к среднему плейстоцену.

Позднеплейстоценовый возраст имеют аллювий двух террасовых уровней (20—40 и 8—12 м) и морские отложения, слагающие террасы высотой 25—40 и 12—15 м на побережье острова. Находки морских моллюсков *Macoma balthica* L., *Climoardium* cf. *californiense* Desh.,

Littorina squalida Brod. et Sow., *Aloides amurensis* (Schrenck), *Mya japonica* (определения О. М. Петрова), а также морских и солоноватоводных диатомовых водорослей свидетельствуют о морском генезисе осадков, слагающих верхнечетвертичные морские террасы. О позднплейстоценовом возрасте этих осадков говорят и данные радиоуглеродного анализа: $27\ 650 \pm 550$ лет (СО АН СССР-93) (устье р. Рождественка), $40\ 300 \pm 260$ лет (СО АН СССР—15) (пос. Арково—берег). Палинологические данные указывают на формирование осадков высокого террасового уровня в первую половину позднего плейстоцена и низкого уровня во вторую (А. Н. Александрова, 1978 г.).

Аллювий террас 8—12 м в центральносахалинских депрессиях фациально замещается пролювиальными, флювиогляциальными и озерно-аллювиальными осадками. Наличие мерзлотных клиньев в последних, остатки *Mammuthus primigenius* Blum. (Я. Сака, 1937 г.) и перигляциальный характер растительности в эпоху их формирования позволяют отнести озерно-аллювиальные отложения ко времени похолодания в конце позднего плейстоцена (В. В. Соловьев, Г. Г. Зданская, 1962 г.; А. Н. Александрова, 1971 г.; А. Н. Александрова, С. М. Александров, 1976 г.).

Возможность сопоставления аллювиальных и морских отложений с моренами и флювиогляциальными заведомо позднплейстоценового возраста позволяют более обоснованно подходить к определению их стратиграфической принадлежности. Такую корреляцию удалось провести на Восточном Сахалине, где в районе г. Лопатина известны верхнеплейстоценовые морены и флювиогляциальные отложения, замещающие вниз по долине р. Чомги аллювием и морскими отложениями на побережье.

Определенных указаний о развитии на Сахалине ледниковых отложений еще совсем недавно не было. Только в статьях по геологическим работам иногда высказывались предположения о существовании в Восточно-Сахалинских горах каров и цирков на вершинах высотой более 1500 м. Исследованиями ВСЕГЕИ было доказано наличие на северо-восточном склоне г. Лопатина огромного цирка с залегающей на его дне холмистой мореной, постепенно замещающейся в долине р. Чомги флювиогляциальными отложениями. Не вызывает сомнения принадлежность этих отложений к позднечетвертичному оледенению (свежесть ледниковых форм и др.).

Не исключено, что и в других районах Восточно-Сахалинских гор с высотами около 1500 м со временем будут найдены следы локального горного оледенения.

Усиление склоновых процессов в позднечетвертичное ледниковье привело к формированию грубообломочных чехлов на горных склонах и маломощных дельвиально-коллювиальных шлейфов в предгорьях и внутригорных понижениях.

ГОЛОЦЕН

Отложения этого возраста представлены разнообразными генетическими типами: аллювиальными, озерными, озерно-аллювиальными, морскими, дельтовыми, золовыми, биогенными и грязевулканическими.

Голоценовый аллювий слагает первые надпойменные террасы высотой до 5 м и поймы. На побережье широко распространены морские осадки, слагающие террасы высотой 3—6 м и аккумулятивные равнины высотой 3—6 м. Подошва этих отложений в депрессиях и в устьях крупных рек выдержана на глубине 11—15 м. Нижние слои морского голоцена небольшой мощности накапливались в условиях прохладного климата послеледниковья (от 9730 ± 190 лет до 9510 ± 100 и 8370 ± 120) (Н. А. Хотинский, 1971 г.). Большая часть толщи морских осадков формировалась в течение бореального, атлантического и начала суббореального периодов (схемы Блитта—Сернандера). В ней в устье

р. Орокес О. М. Петровым определена фауна морских моллюсков *Macoma inquinata* Desh., *M. baltica* L., *Aloides amurensis* Schgr.

Торфяники, венчающие разрезы современных морских террас и включающие пограничный горизонт сильно разложившегося торфа, имеют радиоуглеродные датировки 4320 ± 60 лет, 3880 ± 80 лет и 2530 ± 45 лет. Они формировались в течение суббореального периода.

Широко развитые на территории острова торфяники мощностью до 9 м формировались в течение всего голоцена (PB, BO, AT, SB, SA). Абсолютные датировки низов разреза торфяника Уанди — 9750 ± 190 , 9510 ± 100 , 8370 ± 120 , 7940 ± 130 (Хотинский, 1977; Пьявченко, 1954; Соловьев, Зданская, 1962).

К голоцену относятся грязевулканические образования, представленные плотной серой глиной с включением обломков песчаников, аргиллитов и алевролитов, они развиты на небольших участках вблизи Пугачевского и Южно-Сахалинского грязевых вулканов.

С верхнеголоценовым аллювием, эоловыми и морскими отложениями связаны многочисленные неолитические стоянки.

КАМЧАТКА

Для разработки стратиграфической схемы осадочных четвертичных отложений Камчатки наибольший интерес представляют материалы, полученные при изучении Центральнокамчатской депрессии, являвшейся на протяжении большей части плейстоцена областью накопления относительно мощной толщи образований разного генезиса. Первое обстоятельное описание четвертичных отложений депрессии было выполнено С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским (1940 г.). После длительного перерыва (более 30 лет) проблемами стратиграфии отложений этого района занялись В. Н. Олюнин (1965 г.), О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев, И. С. Евтева, Е. Г. Лупикина (1968), Н. П. Куприна (1970 г.). Полученные этими исследователями материалы послужили основой для разработки новой, более детальной схемы отложений плейстоцена депрессии, которая явилась своего рода эталоном для полуострова в целом.

Тематические исследования в Западной части Камчатки, проводившееся А. Р. Гептнером (1965, 1968 гг.), В. Г. Беспалым и Т. Д. Давидович (1974 г.), А. А. Свиточем и др. (Новейшие отложения..., 1978) позволили получить ценные материалы по четвертичной стратиграфии этой обширной части полуострова, многие из которых хорошо согласуются с данными по Центральнокамчатской депрессии. Существенным вкладом в разработку стратиграфии северной части Камчатки явились работы Е. М. Малаевой (Т. Д. Боярская, Е. М. Малаева, 1967 г.). В отдельных районах восточной части Камчатки изучением осадочных плейстоценовых отложений занимались С. И. Федоренко (1965 г.), О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев, И. С. Евтева, Е. Г. Лупикина (1966), Л. А. Скиба и И. М. Хорева (1966 г.), О. М. Петров (1968, 1976 гг.), В. Г. Беспалый (1972 г.). Некоторые данные по стратиграфии четвертичных отложений региона были получены также при проведении в разных районах геологосъемочных и гидрогеологических работ Г. М. Власовым и Ю. Ф. Чемяковым (1950 г.), Б. В. Стыриковичем, А. Г. Тимофеевым, Н. К. Захаровой, Н. Е. Калининковой и др. (1964 г.) и сотрудниками Камчатского геологического управления.

Разработкой стратиграфии четвертичных вулканогенных отложений занимались в основном сотрудники Института вулканологии ДВНЦ АН СССР — И. В. Мелекесцев, О. А. Брайцева, Н. Н. Кожемяка, А. Е. Шанцер, И. А. Егорова, Е. Г. Лупикина. (История..., 1974; И. В. Мелекесцев и др., 1970 г.; Н. В. Огородов и др., 1972 г.; Вулканизм, гидротермальный процесс..., 1974 г.; Долгоживущий центр..., 1980 г.; Вулканический центр..., 1980 г.). Существенным вкладом в разработку стратиграфии вулканогенных отложений явились исследова-

ния сотрудников Камчатского геологического управления — С. А. Аперелкова, В. С. Шеймовича, А. Г. Цикунова, Л. И. Лапшина и др.

Стратиграфическая схема осадочных четвертичных отложений Камчатки основана на подробном литологическом и палинологическом изучении отложений, анализе диатомовой флоры и геоморфологических данных. Имеющиеся сведения о плейстоценовой фауне млекопитающих редки и поэтому недостаточны для расчленения плейстоцена. Это обстоятельство затрудняет сопоставление стратиграфической схемы четвертичных отложений Камчатки с общей шкалой.

Палинологическое изучение отложений Центральнокамчатской депрессии позволило О. А. Брайцевой и И. С. Евтеевой в 1968 г. выделить в истории ее формирования три крупные эпохи похолодания, разделенные более теплыми интервалами.

Отложения теплых и холодных эпох резко отличаются по спорово-пыльцевым спектрам и характеру восстановленной растительности. Для теплых эпох характерно более широкое, чем в настоящее время, распространение темнохвойных еловых лесов, иногда с примесью пихты и сосны. Важную роль играли также светлохвойные лиственничные леса и березняки. В эпохи похолодания доминировали открытые пространства, представленные тундровыми и лесотундровыми ассоциациями. Лиственничные и березовые леса резко сокращали свои площади, а ельники сохранялись лишь в отдельных рефугиумах.

Изменения климата в плейстоцене отражались и на составе диатомовой флоры. По данным Е. Г. Лупкиной (Брайцева и др., 1968), в теплые эпохи наблюдалось увеличение численности теплолюбивых форм и уменьшение холодолюбивых, а также увеличение численности и видового разнообразия широко распространенных эвритермных видов. Для холодных эпох было характерно преобладание холодолюбивых форм при общей скудости видового состава комплексов диатомовых.

Установленные ритмические изменения климата в плейстоцене позволили положить климатостратиграфический критерий в основу разработки стратиграфической схемы четвертичных отложений: теплые эпохи были отнесены к первой половине раннего, среднего и позднего плейстоцена, эпохи похолодания соответственно ко второй их половине (Брайцева и др., 1968). Со второй эпохой похолодания связано развитие среднеплейстоценового оледенения, достоверные отложения которого обнаружены в Центральнокамчатской депрессии. Последней холодной эпохе отвечает позднеплейстоценовое оледенение полуострова, которое имеет две фазы (стадии) наступания ледников. Отложения, разделяющие эти фазы в Центральнокамчатской депрессии не были обнаружены. Однако присутствие в разрезах Западно-Камчатской низменности (Новейшие отложения. . ., 1978) датированных радиоуглеродным методом межстадиальных осадков, накапливавшихся в условиях несколько более теплых чем современные, позволяет выделять вторую теплую эпоху в позднем плейстоцене и допускать существование на Камчатке двух самостоятельных позднеплейстоценовых оледенений. Достоверных отложений, отвечающих похолоданию в раннем плейстоцене, не установлено. В качестве возможного объяснения предполагается отсутствие в это время благоприятных для развития оледенения орографических условий (Брайцева и др., 1968).

Для биостратиграфического обоснования рассматриваемой стратиграфической схемы по остаткам фауны млекопитающих данных немного. Большинство фаунистических остатков обнаружено в Центральнокамчатской депрессии и приурочено к отложениям второй половины позднего плейстоцена (Н. П. Куприна, 1970 г.).

Радиоуглеродные даты для осадочных плейстоценовых отложений немногочисленны. Они получены для верхнеплейстоценовых отложений Центральнокамчатской депрессии и западной части Камчатки и подтверждают стратиграфическое положение этих осадков, установленное

на основании климатостратиграфических и геоморфологических критериев.

Возрастное расчленение вулканогенных отложений связано со значительными трудностями, так как они являются практически немыми. В связи с этим в Институте вулканологии была разработана и найдена применение комплексная методика определения возраста вулканитов. Датирование и корреляция вулканических образований базируется на геолого-геоморфологических данных и проводится по соотношению вулканитов с формами рельефа и стложениями, возраст которых известен (и в первую очередь с ледниковыми образованиями), по специфическим морфологическим особенностям и степени сохранности вулканических построек, по заключенным в разрезах вулканогенных толщ пачкам вулканогенно-осадочных отложений, возраст которых определяется по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. Комплекс стратиграфических работ включает также палеомагнитные и тефрохронологические исследования и прямое определение абсолютного возраста вулканитов (рис. 11).

ПЛИОЦЕН

На Камчатке к четвертичной системе традиционно относят лишь ледниковый плейстоцен с весьма неясной в этом регионе нижней границей. Так, в вулканических зонах Срединного хребта и восточных районах Камчатки подошву плейстоцена условно проводят по последней инверсии магнитного поля, фиксируемой внутри построек щитовых вулканов (Срединный хребет) и существенно лавовых стратовулканов (иульский комплекс восточной части Камчатки). Отсутствие четкого геологического раздела между плиоценом и плейстоценом приводило к произвольному толкованию объема собственно ледникового плейстоцена в различных районах Камчатки, вплоть до объединения в один комплекс нижнеплиоценовых и верхнеплиоцен-четвертичных образований.

В результате детального изучения в последнее десятилетие вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций и формационных рядов позднего кайнозоя (А. Е. Шанцер, Т. С. Краевая, 1980 г.) в центральной и восточной частях Камчатки удалось уверенно выделить раннеплиоценовые вулканогенные и вулканогенно-терригенные толщи и вулканогенные комплексы, датруемые поздним плиоценом — эоплейстоценом. Нижнеплиоценовые образования восточной части Камчатки объединяются в полифациальную шапинскую свиту: а в Срединном хребте — в синхронную ей кахтунскую свиту. По палеомагнитным и радиологическим данным и шапинская, и кахтунская свиты соответствуют палеомагнитной эпохе Гилберта (Ю. Б. Гладенков, А. Е. Шанцер, 1978 г.). Анализ флористических комплексов, спорово-пыльцевых спектров, а также характерный комплекс моллюсков в прибрежно-морских фациях позволяют сопоставлять обе свиты с энеотенской морской нижнеплиоценовой свитой западной части Камчатки.

Как на востоке полуострова, так и в Срединном хребте на слабо дислоцированные отложения шапинской — кахтунской свит с перерывом, а часто и с угловым несогласием, практически горизонтально налегают вулканогенные образования, объединяемые соответственно на востоке в тумрокский, а в Срединном хребте в крерукский вулканогенный комплекс. В зависимости от приуроченности вулканических центров к тем или иным тектоническим блокам перерыв в развитии вулканизма по региону проявился весьма неравномерно. Палеомагнитное расчленение разрезов и радиоизотопное определение возраста вулканитов показывают, что в наиболее опущенных блоках вулканизм возобновился уже в эпоху Гаусса, а в более поднятых — в палеомагнитную эпоху Матуяма (зачастую лишь во вторую ее половину). Поэтому в одних случаях тумрокско-крерукские вулканогенные образования соответ-

онах интенсивного проявления верхнекайнозойского вулканизма из-за крайне неравномерного (во времени и в пространстве) проявления вулканической деятельности даже в пределах одного региона.

Коррелятных тумрокскому и керукскому вулканогенным комплексам морских отложений зафиксировано исключительно мало. Это — ольховская прибрежно-морская свита, локально распространенная в Усть-Камчатском районе. По комплексу холодноводных моллюсков и палеомагнитным данным ольховская свита датируется эоплейстоценом — ранним плейстоценом. Возможно, что одна из инверсий магнитного поля, выявленная в разрезе свиты, соответствует границе палеомагнитных эпох Брюнес—Матуйама (О. М. Петров, И. М. Хорева, 1968 г.; О. М. Петров, 1976 г.).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

К раннему плейстоцену все исследователи Центральнокамчатской депрессии относят толщу «синих глин» (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970 г.). Она представлена дробным переслаиванием сизо-серых супесей, суглинков и тонкозернистых песков и содержит маломощные прослойки кислых пеплов. Видимая мощность «синих глин» в отдельных обнажениях колеблется от 1 до 7 м (подошва их нигде не наблюдалась, так что общая мощность осадков достоверно не установлена). За время накопления «синих глин» климатические условия претерпели существенные изменения. Во время отложения их нижних горизонтов климат был теплее и мягче современного, широким распространением пользовались темнохвойные елово-пихтовые леса с примесью лиственницы, березы и присутствием широколиственных пород. Верхние горизонты толщи накапливались в условиях существенного похолодания, что привело к исчезновению не только широколиственных пород, но и еловых лесов. На похолодание указывает, по заключению Е. Г. Лупкиной, и изменение в самых верхах толщи характера диатомовой флоры — обеднение ее видового состава и уменьшение оценок обилия отдельных видов, резкое снижение численности умеренно-теплолюбивых грубопанцирных форм, увеличение холодолюбивых.

И. С. Евтеева отнесла «синие глины» к раннему плейстоцену на основании присутствия в их нижних горизонтах единичной пыльцы экзотических видов, характерных для растительности плиоцена Камчатки. Е. Г. Лупкина, не разделяя представлений Н. В. Анисимовой и В. П. Епишкина о плиоценовом возрасте отложений, датировала их ранним плейстоценом на основании небольшого числа вышерших видов (1,5—2 %) и молодого облика флоры с преобладанием широко распространенных ныне северо-бореальных и бореальных форм.

Возраст толщи «синих глин», определенный Б. А. Беловым методом тресков, оказался равным 210 тыс. лет в яре Половинка и 110 тыс. лет в яре Романовском. Эти датировки требуют обязательной проверки другими методами. В случае их подтверждения верхние горизонты «синих глин» следует относить к среднеплейстоценовому похолоданию и сопоставлять с днепровским оледенением, а залегающую выше в тех же ярах среднеплейстоценовую морену — с московским оледенением.

В восточной части Камчатки к раннему плейстоцену О. М. Петров (1968, 1976 гг.) относит тусатуваямские слои, сопоставляющиеся по фауне моллюсков с анвильскими отложениями Аляски. На вторую половину раннего плейстоцена падает накопление выделенных им карагинских слоев, фауна которых обогащается арктическими элементами.

Ранним — средним плейстоценом датируется в Центральнокамчатской депрессии толща косослоистых песков, залегающая с размывом на «синих глинах». Толща состоит из переслаивающихся пачек аллювиальных средне- и мелкозернистых рыхлых песков с четкой косой и диагональной слоистостью. В песках имеются прослой и линзы галечников, отмечается примесь рассеянного пирокластического материала. Мощность отложений варьирует от 5 до 40 м. В основании толщи обнаружены многочисленные стволы и ветви деревьев (древесина не разложившаяся).

За время накопления косослоистых песков климатические условия претерпели существенные изменения. Для нижней части толщи спорово-пыльцевые спектры и диатомовые водоросли указывают на существование холодных климатических условий, аналогичных времени отложения верхних горизонтов «синих глин». Верхняя часть косослоистых песков накапливалась в условиях нового потепления, когда в депрессии наряду с лиственничными и березовыми лесами опять получили широкое распространение елово-пихтовые леса. На сравнительно мягкие климатические условия указывает также умеренно-теплолюбивая флора диатомовых.

Возраст толщи определяется как среднеплейстоценовый на основании находки Л. И. Лапшиным в ее нижних горизонтах черепа лося (*Alces latifrons postremus* F l e r o v e t W a n g e n h.). Используя климатостратиграфический критерий, О. А. Брайцева, И. С. Евтева и Е. Г. Лупкина (1968) датировали нижнюю часть толщи концом раннего плейстоцена, а верхнюю — первой половиной среднего плейстоцена.

К среднеплейстоценовому межледниковью в северной части Камчатки Е. М. Малаевой (Т. Д. Боярская, Е. М. Малаева, 1967 г.) отнесена нижняя часть терригенно-осадочной толщи, которая также накапливалась в условиях существенного потепления с развитием пихтово-еловых лесов при участии лиственницы и сосны.

В пределах Восточной вулканической зоны к раннему-среднему плейстоцену И. В. Мелекесцевым и О. А. Брайцевой (Возраст вулканов..., 1971; История развития рельефа..., 1974) отнесены вулканические сооружения, сформированные до этапа эксплозивного вулканизма и кальдерообразования второй половины среднего плейстоцена. Среди них выделяется древняя группа вулканических образований, относимых к раннему плейстоцену и представленных сильно разрушенными базальтовыми и андезито-базальтовыми щитовыми и щитообразными вулканами (Николка, Бол. Ипелька, Жировской, Шмидта, Крайний, Разлатый и др.), а также фрагментами базальтовых и андезито-базальтовых плато. Последние — это сохранившиеся от разрушения нижние части склонов щитовых вулканов и остатки поднятых и расчлененных равнин, связанные с проявлениями ареального вулканизма. Присутствие в низах разрезов некоторых из этих вулканов горизонтов обратно намагниченных пород свидетельствует о возможности начала их формирования в плиоцене или эоплейстоцене.

Более молодая группа вулканических сооружений «докальдерного» этапа представлена существенно лавовыми базальтовыми и андезито-базальтовыми стратовулканами. Некоторые наиболее высокие из них сильно переработаны эрозионными и гляциальными процессами и имеют только фрагменты первичных вулканических склонов (Жупановские Востряки, Пирог, г. Зубчатая, Унана), другие сохранились значительно лучше, но попав в сферу проявления более молодых вулканотектонических движений, оказались оборваны кальдерообразующими сбросами и сохранили в рельефе только части своих построек (Узон, Стена, Соболиный). Лавы вулканов рассматриваемой группы перекрываются игнимбритами и туфами, а сами постройки обтекаются пирокластиче-

скими потоками среднеплейстоценовых кальдерообразующих извержений.

В Срединном хребте к раннему плейстоцену Н. Н. Кожемякой отнесены реликты базальтовых и андезито-базальтовых щитовых и щитообразных вулканов, а к началу среднего плейстоцена — крупные, дифференцированные по составу, сильно разрушенные щитообразные вулканы.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

В Центральнокамчатской депрессии на толще косослоистых песков залегают ледниковые отложения, представленные неслоистыми и несортированными валунными супесями со следами гляциодислокаций. Мощность отложений 15—20 м, состав обломочного материала свидетельствует о том, что источниками сноса были приводораздельные части Срединного и Восточного хребтов. Климатические условия времени накопления осадков были весьма суровыми, на что указывает широкое развитие открытых тундровых и лесотундровых пространств. Рассматриваемые ледниковые отложения всеми исследователями (Брайцева и др., 1968; Н. П. Куприна, 1970 г.) датируются средним плейстоценом, поскольку они отделяются от более молодых отложений позднеплейстоценового оледенения хорошо выраженной межледниковой эпохой.

В. И. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1964), А. Р. Гилтнер (1965, 1968 гг.), Лапшин Л. И. (1963 г.) относили к среднеплейстоценовому оледенению плохо сохранившиеся моренные отложения, залегающие на поверхности Западно-Камчатской низменности. И. В. Мелекесцев (История развития рельефа..., 1974) считает их более молодыми и относит к первой фазе позднеплейстоценового оледенения. В. Г. Беспалый (1974) в разрезах отложений Западно-Камчатской низменности выделяет отложения трех раннеплейстоценовых и двух среднеплейстоценовых самостоятельных оледенений. Критическое рассмотрение этих представлений было дано О. А. Брайцевой (История развития рельефа..., 1974) и А. А. Свиточем (Новейшие отложения..., 1978). А. А. Свиточ и его коллеги вообще отрицают ледниковый генезис рассматриваемых отложений Западно-Камчатской равнины и считают их осадками, накапливавшимися в приледниковых бассейнах с разном грубообломочного материала плавающим льдом. Они выделяют эти отложения как среднеплейстоценовые мореноподобные суглинки усть-уткинской свиты.

На востоке Камчатки О. М. Петров (1968, 1976 гг.) к среднему плейстоцену относит морские оссорские слои, сопоставляемые им с крестовской свитой Чукотки и характеризующиеся наиболее холодно-водным комплексом моллюсков. На севере Камчатки со второй половины среднего плейстоцена Е. М. Малаева связывает накопление верхов терригенно-осадочной толщи, происходившее в условиях существенного похолодания.

В пределах Восточной вулканической зоны к среднему плейстоцену относятся (Возраст вулканов..., 1971; История развития рельефа..., 1974) обширные покровы игнимбритов и туфов (так называемые плато-игнимбриты), парагенетически связанные с формированием крупнейших четвертичных кальдерных депрессий — Паужетской на юге Камчатки, Половинки и Стены — Соболиного в Карымско-Семячинском районе, Большого Семячика, Узонско-Гейзерной. Игнимбриты перекрываются моренами двух стадий позднеплейстоценового оледенения, они несколько древнее озерно-аллювиальных отложений, выполняющих кальдеры, возраст которых, по данным спорово-пыльцевого и датомового анализов, определяется как конец среднего — начало позднего или поздний плейстоцен. Этап кальдерообразования совпадает, по-видимому, со среднеплейстоценовой ледниковой эпохой, на что указывают многочисленные прослои вулканических пеплов в одновозрастных этому

оледенению донных осадках северо-западной части Тихого океана. Отнесение вулканитов к среднему плейстоцену подтверждается данными абсолютного возраста. Для игнимбритов района Паужетской депрессии он определен калий-аргоновым методом в $0,25 \pm 0,10$ млн. лет (Долгоживущий центр..., 1980 г.), а для игнимбритов Карымско-Самячинского района в $0,3 \pm 0,2$ млн. лет калий-аргоновым методом и максимум 180—200 тыс. лет уран-иониевым методом (Вулканический центр..., 1980 г.). Возможно, вспышка кислого вулканизма частично захватывала и начало плейстоцена, о чем свидетельствуют мощные пепловые прослои в межледниковых отложениях Центральнокамчатской депрессии (яры Крутой, Половинка, Генералка). По-видимому, они связаны с формированием Узонско-Гейзерной кальдеры — самой молодой среди перечисленных депрессий.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения позднеплейстоценового межледниковья достаточно уверенно выделяются во многих районах полуострова.

В Центральнокамчатской депрессии к ним отнесены аллювиальные осадки, залегающие в высоких ярах на морене среднеплейстоценового оледенения и перекрытые мощной толщей покровных супесей. О. А. Брайцева и И. В. Мелекесцев считают их отложениями серии высоких (40—70 м) террас р. Камчатки. Мощность аллювиальных пачек изменяется от 7 до 16 м, они представлены галечниками, супесями, суглинками с прослоями торфа и вулканических пеплов. Климатические условия времени формирования террас были теплее и мягче современных. Широко развитие в депрессии получали еловые и елово-лиственные леса, в осадках отмечается богатая умеренно-теплолюбивая флора диатомовых. Отложения этой теплой эпохи датируются началом позднего плейстоцена. Более молодой возраст исключается, так как образцы торфа из осадков террасы яра Крутого показали запредельные цифры (более 50 тыс. лет, ГИН-323).

На Западно-Камчатской низменности к позднеплейстоценовому межледниковью также относят осадки, содержащие спорово-пыльцевые спектры и флору диатомовых, указывающие на существование условий, более теплых чем современные и на распространение в пределах предгорной равнины лесов из лиственницы, березы, ели и пихты. На юге низменности этому межледниковью отвечают выделяемые А. А. Свиточем и др. (Новейшие отложения..., 1978) нижеичинские слои, а на севере низменности, по А. Р. Гептнеру (1965, 1968 гг.), отложения 25—30-метровой террасы р. Тигиль.

На восточном побережье Камчатки с позднеплейстоценовым межледниковьем О. М. Петров (1968 г.), Л. А. Скиба и И. М. Хорева (1966 г.) связывают формирование 25—30-метровых морских террас. В отложениях этих террас О. М. Петровым отмечено присутствие ряда бореальных форм моллюсков, которые сейчас обитают только в южной части Берингова моря.

На севере Камчатки к началу позднего плейстоцена Е. М. Малаевой отнесены нижние горизонты толщи покровных галечников. Потепление этого времени было настолько существенным, что даже здесь широкое распространение получали еловые, сосновые и сосново-березовые леса.

Ко второй половине позднего плейстоцена относятся ледниковые и водно-ледниковые отложения последнего горно-долинного оледенения Камчатки, для которого В. Н. Олюниным (1965 г.), О. А. Брайцевой, И. В. Мелекесцевым и др. (1968) было выделено две фазы наступания ледников. Морены второй фазы пользуются на Камчатке повсеместным распространением и прекрасно устанавливаются по аэрофотоснимкам. Ледниковые отложения первой фазы отличаются худшей сохранностью первичного рельефа и дешифрируются с трудом. Отнесение отложений

первой фазы к позднему плейстоцену подтверждает находка Н. П. Куприной во флювиогляциальных отложениях этого комплекса зуба *Mammuthus primigenius*. В ледниковых отложениях второй фазы у подножия ключевской группы вулканов (долина р. Пахчи) И. В. Мелекесцевым найден череп — *Mammuthus primigenius*, радиоуглеродный возраст которого определен Л. Д. Сулержицким в $21\,200 \pm 400$ лет (костная ткань черепа), $21\,300 \pm 200$ лет (зуб). На время формирования водно-ледниковых отложений второй фазы указывают радиоуглеродные даты ($14\,300 \pm 200$ и $13\,600 \pm 250$ лет), приводимые Н. Н. Диковым (1969 г.) для нижних горизонтов стоянки Ушки, расположенной, по данным И. В. Мелекесцева, на флювиогляциальной равнине последнего оледенения в Центральнокамчатской депрессии. Окончилось оледенение, по видимому, около 10—11 тыс. лет назад, о чем свидетельствуют радиоуглеродные даты — $10\,700 \pm 200$, $10\,000 \pm 240$ лет для самой нижней почвы в основании почвенно-пирокластического чехла на моренах и водно-ледниковых отложениях второй фазы (О. А. Брайцева и др., 1981 г.), а также дата $10\,300 \pm 350$ лет из стоянки Ушки, которая фиксирует переход от кустарниковой тундры к лесным формациям послеледниковья (Хотинский, 1977).

В высоких ярах Центральнокамчатской депрессии времени позднеплейстоценового оледенения ствечает накопление мощной толщи покровных супесей, залегающих прямо на межледниковых отложениях. В супесях найдены многочисленные остатки представителей верхнепалеолитического фаунистического комплекса *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison*, *deminutus*, *Alces alces*, *Lepus timidus* (Н. П. Куприна, 1970 г.).

В Центральнокамчатской депрессии отложения, разделяющие два разновозрастных ледниковых комплекса, не были установлены, вследствие чего эти комплексы были отнесены к двум фазам одного оледенения. Однако исследования последних лет на Западно-Камчатской низменности позволили А. А. Свиточу и др. (Новейшие отложения... , 1978) выделить верхнеплейстоценовые отложения (нижние горизонты «пестрой толщи»), которые, судя по радиоуглеродным датировкам ($31\,000 \pm 1200$, $39\,400 \pm 200$ лет), отвечают межстадиалу. В это время в пределах низменности были развиты леса с участием лиственницы и березы. Присутствие пыльцы ели указывает, что климат был мягче современного. Учитывая эти материалы, следует склониться в пользу выделения на Камчатке двух самостоятельных позднеплейстоценовых оледенений, разделенных эпохой потепления климата.

В отложениях 10—12-метровой морской террасы восточного побережья Камчатки Л. А. Скибой (1966 г.) были описаны спорово-пыльцевые спектры, указывающие на несколько более теплые чем современные климатические условия, что позволило ей отнести эту террасу к каргинскому межледниковью. И. В. Мелекесцев (История развития Рельефа... , 1974) считает эту террасу более молодой (голоценовой) на основании ее соотношения с мореной второй фазы последнего оледенения.

В пределах Восточной вулканической зоны в поздний плейстоцен происходит новая активизация эксплозивного кислого вулканизма (Возраст вулканов... , 1971, История... , 1974). С ней связано формирование пемзовых и игнимбритовых покровов и кальдер, которые имеют более скромные размеры, чем среднеплейстоценовые вулкано-тектонические депрессии. В это время возникли кальдеры Опалы, Горелого, Ксудача, Карымского озера, Малого Семячика, Крашенинникова. Возраст туфов и игнимбритов определяется по переслаиванию их с моренами двух фаз позднеплейстоценового оледенения, данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов из межигнимбритовых горизонтов и озерно-аллювиальных отложений, выполняющих кальдеры. Именно этому этапу кальдерообразования отвечают мощные прослои кислых пеллов, приуроченные к датированной фауной толще покровных супе-

сей Центральнокамчатской депрессии. Определение абсолютного возраста вулканитов подтверждает отнесение их к позднему плейстоцену. Так, возраст пемзовых покровов в районе кальдеры Карымского озера определен урано-ториевым методом $27,7 \pm 5,6$ тыс. лет и трековым методом 48 ± 17 ; 48 ± 10 ; 28 ± 8 тыс. лет (Вулканический центр. . ., 1980 г.); возраст игнимбригов и туфов, связанных с кальдерой Крашенинникова составляет 40 тыс. лет (гумусированные прослои в слоистых осадках под игнимбригами датированы Л. Д. Сулержицким радиоуглеродным методом $39\,000 \pm 1000$ лет). Отнесение И. В. Мелекесцевым (История. . ., 1974) и Н. Н. Кожемякой (Долгоживущий центр. . ., 1980 г.) пемзовых туфов кальдеры Опала к позднеплейстоценовому межстадиалу на основании их соотношения с моренами двух фаз последнего оледенения, хорошо подтверждается залеганием пеплов этого кальдерообразующего извержения в «пестрой толще» западного побережья Камчатки, датированной радиоуглеродным методом 30—40 тыс. лет.

В пределах Восточной вулканической зоны в позднем плейстоцене происходит формирование крупнейшей стратовулканов полуострова, многие из которых продолжили свою деятельность в голоцене. Среди них И. В. Мелекесцев выделил две возрастные группы.

Более древняя группа вулканических сооружений, часть которых, возможно, сформировались еще в среднем плейстоцене, включает базальтовые и андезито-базальтовые стратовулканы, слабо разрушенные эрозионными процессами, но несущие четкие следы обработки позднеплейстоценовыми ледниками. Эти вулканические постройки моложе среднеплейстоценовых «платоигнимбригов» и часто располагаются внутри кальдерных депрессий среднеплейстоценового возраста. Нередко вулканы, в свою очередь, оборваны кольцевыми сбросами более молодого (позднеплейстоценового) этапа кальдерообразования, и постройки их сохранились в виде отдельных фрагментов. К этой группе относятся вулканы массива Большого Семьячика, Двор, Академии Наук, пра-Семьячик, пра-Карымский и многие вулканы гамченского ряда.

Более молодая группа включает стратовулканы, почти целиком сохранившие свою первичную форму. Следы ледниковой обработки на самих постройках отсутствуют, однако присутствие во многих случаях морен второй фазы у их подножий позволяет считать, что в конце позднего плейстоцена эти вулканы уже существовали как центры оледенения; многие из них продолжали действовать в голоцене. К этой возрастной группе (Q_3 — Q_4) принадлежит большинство крупных вулканов полуострова — Камень, Кроноцкий, Острый и Плоский Толбачик, Бол. Удина, Жупановский, Тауншиц, Опала, Ходутка, Вилючинский, Асача.

В конце позднего плейстоцена начинается этап ареального вулканизма. К этому времени относятся те шлаковые и лавовые конусы зон ареального вулканизма, которые несут следы ледниковой обработки и в разной степени разрушены эрозионными процессами.

В Срединном хребте в позднем плейстоцене имели место массовые базальтовые излияния, в результате которых было сформировано более ста полигенных вулканов и около тысячи мелких моногенных образований (Н. В. Огородов и др., 1972 г.). Они также подразделяются Н. Н. Кожемякой на ряд возрастных групп по степени сохранности и соотношению с ледниковыми формами (см. прил. XIII).

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения представлены аллювием поймы и низких надпойменных террас рек, прибрежно-морскими и вулканогенно-пролювиальными осадками, торфяниками и повсеместно развитым почвенно-пирокластическим чехлом. Среди этих отложений наибольшее внимание уделялось торфяникам, которые исследовались М. И. Нейштадтом (1936 г.), О. А. Брайцевой, И. С. Евтеевой и др. (1968), Н. А. Хотинским (1977), И. А. Егоровой (Вулканический центр. . ., 1980 г.). В последние годы детально изучаются голоценовые почвенно-пирокласти-

ческие чехлы в районах современного вулканизма при проведении тefрохронологических исследований с широким применением радиоуглеродного датирования. Такие работы ведутся О. А. Брайцевой, И. В. Мелекесцевым, И. А. Егоровой, Л. Д. Сулержицким и другими с целью реконструкции истории формирования действующих вулканов полуострова.

Палинологическое изучение торфяников и почвенно-пирокластических чехлов дало возможность наметить изменения в характере климатических условий и растительности в послеледниковое время. Данные радиоуглеродного датирования позволили И. А. Егоровой (Вулканический центр. . ., 1980 г.) привязать их к климатической шкале Блита—Сернандера: 10—8 тыс. лет назад (предбореальный-бореальный период) — начало потепления; 8—4,5 тыс. лет назад (атлантический период) — климатический оптимум с максимумом распространения лесных формаций около 5—6 тыс. лет назад; 4,5—2,5 тыс. лет назад (суббореальный период) — относительное похолодание; с 2,5 тыс. лет назад (субатлантический период) — новая волна потепления и максимального распространения хвойных лесов на Камчатке. Голоценовому похолоданию суббореального периода отвечают морены «малой ледниковой» эпохи (В. Н. Олюнин, 1966 г.; И. В. Мелекесцев и др., 1970 г.).

В голоцене формируются крупнейшие действующие вулканы полуострова — Ключевской, Безымянный, Карымский, Малый Семячик, Мутновский, Горелый, Ильинский, Желтовский и др. Они отличаются прекрасной сохранностью и почти не затронуты эрозийными процессами. Голоценовый возраст некоторых из этих вулканов подтверждается радиоуглеродными датировками отложений, предшествовавших их возникновению. Как указывал И. В. Мелекесцев (Возраст вулканов. . ., 1971), молодой конус Авачинского вулкана, вулканы Карымский и Ильинский моложе датированных голоценовых пирокластических потоков, развитых в их окрестностях. Тefрохронологические исследования в районе вулканов Малый Семячик и Карымский позволили определить время их заложения (около 11 тыс. лет и 7,5 тыс. лет для двух конусов Малого Семячика и около 5,5 тыс. лет для Карымского) и дать детальную реконструкцию истории формирования вулканов с выделением циклов активности, датированных радиоуглеродным методом (Вулканический центр. . ., 1980 г.).

В голоцене продолжают проявляться эксплозивного вулканизма с образованием небольших по размерам кальдер и связанных с ними пемзовых покровов. Крупнейшие из них располагаются в районе Курильского озера, Карымского вулкана и вулкана Хангар. Пирокластические потоки перекрывают верхнеплейстоценовые морены и послеледниковые торфяники. Радиоуглеродные даты подтверждают голоценовый возраст пирокластики: около 6500 лет для кальдеры Хангар (История развития рельефа. . ., 1974), около 8000 лет для кальдеры Карымского вулкана (Вулканический центр. . ., 1980 г.), порядка 8000—8500 для района Курильского озера (Возраст вулканов. . ., 1971; Долгоживущий центр. . ., 1980 г.).

Ареальный вулканизм, начавшийся в пределах Восточной вулканической зоны в конце позднего плейстоцена, продолжался и в голоцене (район Толбачинского дола). Голоценовые шлаковые и лавовые конусы имеют совсем свежий облик: не обработаны ледниками и практически не затронуты эрозийными процессами. Тefрохронологические исследования Толбачинского дола (О. А. Брайцева и др., 1981 г.) позволили провести детальное стратиграфическое расчленение его голоценовых вулкаников и датировать выделенные возрастные группы радиоуглеродным методом.

В Среднем хребте Камчатки в голоцене продолжались массовые базальтовые излияния с формированием щитовых вулканов, шлаковых и лавовых конусов и небольших стратовулканов.

СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Районирование. Северо-Востоком СССР принято называть территорию, лежащую к востоку от Лены и Алдана и омываемую с севера морями Ледовитого океана, а с юга и юго-востока морями Тихого океана. По геологическому строению, особенностям неотектоники и четвертичного осадконакопления регион делится на три крупных района.

I. Верхоянский хребет и горная страна Черского (Верхояно-Колымская горная страна) на западе имеют границу, которая идет по западному подножию Верхоянского хребта, на юго-востоке пересекает долины рек Аллах-Юня и Юдомы в их среднем течении. С севера район окаймлен Приморской низменностью, с юга — Охотским морем. Восточная граница проходит по среднему течению р. Колымы и долины р. Буянды.

II. Колымское нагорье и Чукотский полуостров на западе граничат с горной страной Черского, на севере — с Приморской низменностью и частично омываются Чукотским морем. От Корякской горной страны этот район отделен Парапольским Долом, с юга омывается Охотским морем.

III. Приморская низменность протягивается полосой вдоль всего северного побережья Северо-Востока СССР. Наибольшей ширины она достигает в нижнем течении Индигирки и Колымы.

Изученность. Исследование четвертичных отложений различных районов Северо-Востока СССР велось неравномерно. В 50—60-х годах лучше всего были изучены четвертичные отложения в бассейнах верхнего течения Индигирки и Колымы, в пределах Яно-Колымского золотоносного пояса; этому во многом способствовали горные работы, которыми сопровождалась поиски, разведка и эксплуатация месторождений. В 70-х годах широкий размах получило изучение четвертичных отложений Приморской низменности, которую в настоящее время можно считать наиболее хорошо исследованным районом Северо-Востока СССР. Только там почти все элементы разреза четвертичной толщи имеют фаунистическое обоснование.

В 30-х годах, в начале исследования Северо-Востока основные материалы по четвертичной геологии были получены геологами Арктического института, Дальстроя (Ю. А. Билибин и др.) и сотрудниками комплексной экспедиции Академии наук СССР под руководством С. В. Обручева. Впоследствии к изучению этой территории были привлечены работники многих организаций — Северо-Восточного и Якутского территориальных геологических управлений, Академии наук, ВСЕГЕИ, НИИГА, Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института и т. д.

Значительный материал по стратиграфии четвертичных отложений содержится в работах М. Н. Алексеева, Ю. П. Барановой, В. Г. Беспалого, С. Ф. Бискэ, А. П. Васьковского, К. А. Всллосовича, Ю. И. Гольдфарба, В. Ф. Гончарова, О. В. Гриненко, А. И. Гусева, Ю. П. Дегтяренко, М. Ф. Дементьева, А. Г. Желамского, С. Г. Желнина, О. А. Иванова, В. И. Кайялайнена, И. П. Карташова, Е. М. Катасонова, О. В. Кашменской, Д. М. Колосова, А. И. Кыштымова, В. И. Крутоуса, Ю. Н. Кулакова, Ю. А. Лаврушина, А. В. Ложкина, А. И. Попова, А. П. Пуминова, Б. С. Русанова, В. Н. Сакса, П. И. Скорнякова, В. И. Тереховой, А. И. Толокольниковой, Ю. Н. Трушкова, Н. В. Тупицына, З. М. Хворостовой, Ф. И. Цхурбаева, И. А. Шило, М. Л. Эльянова и многих других.

Для изучения спорово-пыльцевых спектров из четвертичных отложений очень много сделано М. В. Барковой, Р. А. Баскович, Т. Д. Боярской, Е. М. Воеводовой, Р. Е. Гитерман, М. П. Гричук, Т. И. Капра-

новой, Г. Г. Карташевой, З. В. Орловой, А. И. Томской, С. Л. Хайкиной и другими палинологами.

Определению макроостатков флоры и проблемам истории развития растительности много внимания уделяли А. П. Васьковский, П. И. Дорофеев, А. Н. Криштофович.

Эволюция фауны млекопитающих Восточной Сибири и Северо-Востока СССР рассматривается в трудах Э. А. Вангенгейм, Н. К. Верещагина, И. Е. Кузьминой, П. А. Лазарева, Б. С. Русанова, А. В. Шера и других палеонтологов.

Большое значение для понимания особенностей формирования и строения четвертичных отложений имеют работы А. А. Архангелова, Н. Г. Бобова, Б. И. Втюрина, Ш. Ш. Гасанова, Н. А. Граве, Г. Ф. Грависа, И. Д. Данилова, А. И. Калабина, Т. Н. Каплиной, Е. М. Катасонова, С. П. Качурина, И. А. Некрасова, С. В. Томирдиаро, П. Ф. Швецова и других мерзлотоведов.

К настоящему времени выполнено уже довольно много определений абсолютного возраста и палеомагнитных исследований, однако, принимая во внимание обширность территории Северо-Востока СССР, их число еще явно недостаточно, чтобы обеспечить необходимую степень детальности изучения четвертичных отложений.

На Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР в 1957 г. в Магадане были подведены итоги изучения четвертичных отложений Северо-Востока и принята рабочая схема стратиграфии. В ней выделены основные крупные этапы осадконакопления и намечены флористические и фаунистические комплексы, характерные для каждого этапа. В Решениях совещания (1959 г.) отмечена слабая изученность четвертичных отложений ряда районов, а также дискуссионный характер и неразработанность некоторых вопросов. К их числу были отнесены проблема нижней границы четвертичной системы на Северо-Востоке СССР, разногласия в определении числа ледниковых эпох и их возраста, было обращено внимание на близость спорово-пыльцевых комплексов доледниковых (нижнечетвертичных) и межледниковых (среднечетвертичных) отложений.

В последующие годы бурный приток нового фактического материала позволил ряду исследователей создать более дробные схемы стратиграфии для отдельных районов. Итоги этого этапа исследований были подведены на Межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем четвертичных отложений Востока СССР, состоявшемся в марте 1982 г. в Магадане. Как показало обсуждение представленных на совещании материалов, еще преждевременно ставить вопрос о создании унифицированной схемы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Востока СССР. Частные схемы стратиграфии отдельных районов, составленные различными исследователями, были приняты совещанием в качестве рабочих и корреляционных. Выделение региональных горизонтов оказалось возможным лишь в пределах Восточной Якутии (табл. 4), охватывающей большую часть территории Приморской низменности. Несмотря на значительно возросший общий уровень изученности четвертичных отложений, проблемы, поставленные на Межведомственном совещании 1957 г., еще нельзя считать решенными. Об этом свидетельствует продолжающаяся полемика по этим вопросам и противоречия, выявляющиеся при сопоставлении схем различных авторов.

Проблема нижней границы четвертичной системы * служит предметом оживленной дискуссии, при ее определении возможен как биостратиграфический, так и климатостратиграфический подход (Ганешин, Соловьев, Чемяков, 1972). Применение биостратиграфического метода

* Обстоятельный разбор проблемы о положении нижней границы четвертичной системы сделан в работах С. Ф. Бискэ (1978) и Г. С. Ганешина (1977).

Стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений
Восточной Якутии (Приморской низменности). Составил В. В. Заморюев

Общая стратиграфич. шкала			Палеомагнитная шкала	Стратиграфические подразделения		
Система	Раздел	Эвено		Надгоризонт	Горизонт	Фауна млекопитающих
Четвертичная (антропогенная)	Плейстоцен	Современные				
		Верхнее	Эпоха Бронзы	Дуваный *	Мухоминский	<i>Equus caballus</i> L. (мелкая форма), <i>Bison priscus</i> Boj., <i>Ovibos pallantis</i> Ham-Smith., <i>Mammuthus primigenius</i> (Blum.), <i>Coelodonta antiquitatis</i> (Blum.), <i>Alces alces</i> L., <i>Cervus elaphus</i> L., <i>Rangifer tarandus</i> L., <i>Panthera spelaea</i> Goldf., <i>Canis lupus</i> L.
		Среднее				
	Нижнее	Аканский			<i>Plesippus</i> sp., <i>Lemmus</i> cf. <i>obensis</i> Brants., <i>Dicrostonyx renidens</i> Zazhigin, <i>Clethrionomys</i> ex gr. <i>rutilus</i> , <i>Microtus</i> (<i>Microtus</i>) sp.	
Эоплейстоцен		Эпоха Магуяма		Олерский	<i>Archidiskodon</i> aut <i>Mammuthus</i> sp., <i>Equus</i> (<i>Plesippus</i>) <i>verae</i> Sher., <i>Praealces</i> sp., <i>Praeovibos</i> cf. <i>priscus</i> Staud., <i>Praeovibos beringiensis</i> Sher., <i>Dicrostonyx renidens</i> Zazhigin, <i>Allophaiomys</i> cf. <i>plioaenicus</i> Kormos.	

* Название «дуваный надгоризонт» введено вместо термина «едомная свита».

встречает на Северо-Востоке СССР значительные трудности — находки остатков фауны млекопитающих в верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложениях редки, особенно в горных районах. Лишь сравнительно недавно А. В. Шером (1971 г.) собрана и обработана значительная коллекция остатков млекопитающих раннечетвертичного позднеплиоценового возраста из осадков Колымской низменности, позволявшая обосновать положение нижней границы плейстоцена. В морских отложениях проведение границы по остаткам моллюсков (Петров, 1966) и фораминифер (Хорева, 1974) препятствует большой перерыв в осадконакоплении. К тому же морские отложения отсутствуют на обширных пространствах и распространены только на отдельных участках побережья, а корреляция морских и континентальных отложений далеко не всегда надежна.

Таким образом, палеоклиматический критерий — появление в отложениях следов значительного похолодания климата — приобретает ведущее значение. Изменение климата влечет за собой изменение состава растительности, животного мира, типа выветривания и т. д.

Ю. Ф. Чемяков (1972) указывает, что для проведения неоген-четвертичной границы может быть использован целый ряд критериев. Некоторые из них (палеоботанические, геохимические) отражают изменения климата и представляют собой развитие палеоклиматического критерия, другие (стратиграфические, геотектонические, геоморфологиче-

ские, вулканогенные) имеют самостоятельное значение, но, очевидно, не могут быть универсальными.

В практике стратиграфических работ исследователям чаще всего приходится обращаться к палеоботаническому критерию. По данным Г. С. Ганешина и Ю. Ф. Чемекова (1960 г.), на границе неогена и четвертичного периода из состава растительности выпадают или резко сокращаются в численности такие растения как *Tsuga*, *Juglans*, *Carpinus*, *Rhus*, *Fagus*, *Ulmaceae*, *Tilia*, *Corylus*. Т. Д. Боярская и Е. М. Малаева (1967 г.) полагают, что в качестве критерия для проведения этого стратиграфического рубежа может служить распространение *Larix dahurica* — вида, более выносливого по сравнению с существовавшей ранее лиственницей сибирской. Переходный период отличался длительностью, и изменение состава растительности происходило постепенно. По данным ряда исследователей (А. В. Шер, 1971 г.; Шер, Гитерман и др., 1977), уже в плиоцене в пределах Колымской низменности существовали многолетняя мерзлота и тундровые и лесотундровые ландшафты. Эти представления нашли отражение в решении МСК 1976 г. Межведомственный стратиграфический комитет на основании рекомендаций Межведомственного стратиграфического совещания по кайнозою Северо-Востока СССР (Магадан, 1975 г.) вынес решение о выведении из четвертичной системы отложений, содержащих остатки теплолюбивой неогеновой растительности Бискэ, 1978).

Ряд исследователей полагает, что при проведении нижней границы плейстоцена целесообразно использовать палеомагнитную инверсию Матуяме—Брюнес (Линькова, 1982). По данным А. В. Шера (1982), этот рубеж практически совпадает с переходом от типичной олерской фауны к ее позднему варианту; О. В. Гриненко и А. П. Жарикова (1982) пришли к выводу, что на Колымской низменности с ним связана существенная перестройка растительности.

В связи с тем, что в течение длительного времени многие исследователи руководствовались схемой развития климата и растительности, разработанной А. П. Васьковским (1959) и Р. А. Баскович (1959 г.), допуская существование теплолюбивой растительности в четвертичном периоде на Северо-Востоке СССР, теперь возникла необходимость пересмотра возраста ряда толщ, считавшихся четвертичными, а согласно новым представлениям имеющих дочетвертичный возраст.

История четвертичного оледенения еще недостаточно выяснена. В настоящее время окончательно установлено (Н. А. Шило, 1961 г.), что оледенение не имело сплошного площадного распространения на всем Северо-Востоке и было приурочено к высокогорным районам; Приморская низменность и крупные межгорные впадины не покрывались ледниками. Вопрос же о количестве и масштабах четвертичных оледенений пока не может считаться решенным. Нет единого мнения о существовании оледенения в раннечетвертичное время — одни исследователи признают его (Ю. И. Гольдфарб, 1972 г.; А. П. Васьковский, В. Е. Терехова, 1970 г.; Карташов, 1966), другие отрицают (Баранова, 1972).

Наибольшим признанием пользуется схема двукратного оледенения. Среднечетвертичное оледенение, следами которого считаются эрратические валуны на водоразделах и высоких террасах, рассматривается как максимальное. Следы позднечетвертичного оледенения отличаются хорошей выраженностью и сохранностью. Некоторые исследователи пытаются подразделить верхнечетвертичные ледниковые образования на два горизонта. Однако эта схема нуждается в дальнейшем обосновании. Пока еще отсутствуют бесспорные доказательства ледникового генезиса отложений, после размытия которых сохранились эрратические валуны на водоразделах и высоких террасах. По данным З. М. Хворостовой (1965 г.), во многих случаях моренные отложения ледников последнего оледенения непрерывно прослеживаются по склонам до поверхности, связываемой со среднечетвертичным оледенением,

что исключает существование длительного перерыва и глубокого вреза долин между их формированием. Можно говорить о различном возрасте уровней, но не ледниковых отложений, расположенных на них, т. е. не исключена возможность отнесения ледниковых отложений, считавшихся среднечетвертичными, к верхнечетвертичным. На исправомерность расчленения моренных отложений в соответствии с их гипсометрическим положением указывает и Ю. И. Гольдфарб (1971 г.). Нередко единую ледниковую толщу позднечетвертичного возраста подразделяют на два горизонта чисто механически, без объективных оснований.

Все более широкое распространение получают новые представления об истории четвертичного оледенения, согласно которым ледники достигли максимального развития в конце позднечетвертичного времени, а следы более ранних этапов оледенения уничтожены или перекрыты более молодыми отложениями (Некрасов, 1976; Заморуев, 1976, 1978; Шейнкман, 1978). Н. В. Кинд с соавторами (1971) считает, что у западного подножия северной части Верхоянского хребта максимум оледенения приходился на середину позднего плейстоцена.

Интерпретация палинологических данных. Несмотря на большое число спорово-пыльцевых анализов, до сих пор не удалось наметить четко отличающиеся друг от друга палинологические комплексы, характерные для отложений различного возраста. Как указывают О. В. Кашменская и З. М. Хворостова (1965 г.), выделяемые комплексы очень слабо отличаются качественно, а количественные различия несущественны и могут быть объяснены особенностями опробования или обработки образцов. Нередко имеет место отнесение отложений сходной палинологической характеристикой к разным стратиграфическим подразделениям на основании геоморфологических признаков. Таким образом, получается, что не ископаемая флора, определенная по макро- и микроостаткам, определяет возраст пород, а возраст отложений, выясненный другими методами, определяет возраст синхронной им флоры. К сходным выводам пришли Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (1968 г.). По их данным, зачастую межледниковые, ледниковые и современные спектры настолько близки по своему количественному и качественному составу, что это затрудняет их стратификацию (т. е. остается неясным, на основании каких признаков их вообще можно классифицировать как ледниковые и межледниковые).

Очень затрудняет использование палинологических данных в стратиграфических целях большое количество пыльцы и спор, переотложенных из более древних отложений. Если факт переотложения пыльцы и спор дочетвертичных растений может быть установлен относительно легко (по степени сохранности и экологической несовместимости с другими компонентами спектра), то этого нельзя сказать о пыльце и спорах растений, произрастающих на Северо-Востоке СССР в настоящее время, поскольку они прекрасно сохраняются в многолетнемерзлых осадках. К сожалению, применяемая теперь методика еще не дает возможности отличить пыльцу и споры, залегающие *in situ*, от переотложенных.

Присутствие переотложенных пыльцы и спор вносит искажения в количественные соотношения отдельных групп растительности, на которых преимущественно и основываются представления о растительности и климате того или иного времени. В связи с этим необходимо с осторожностью относиться к попыткам датирования отложений по спорово-пыльцевым данным и выделения ледниковых и межледниковых эпох; палеогеографические и стратиграфические построения, основанные на палинологических материалах можно рассматривать лишь как предварительные, нуждающиеся в подтверждении другими методами. Так, например, в песчаных отложениях в нижнем течении Индигирки, выделенных Ю. А. Лаврушиным (1962 г.) как шангинская свита нижнего — начала среднего плейстоцена, были установлены спорово-пыльцевые спектры, соответствующие лиственничной тайге более юж-

ных вариантов, чем современная тайга северной подзоны лесной зоны Якутии. По мнению Р. Е. Гитерман (1963 г.) состав спорово-пыльцевых спектров этих отложений дает основание относить их к верхам эоплейстоцена. Однако через несколько лет в основании разреза шангинской свиты была отобрана серия образцов на радиоуглеродный анализ, который показал, что ее возраст $34\,000 \pm 1600$ лет (МАГ-271) и моложе (Т. Н. Каплина, А. Б. Ложкин, 1977 г.). Фаунистические сборы подтвердили позднечетвертичный возраст шангинской свиты (Т. Н. Каплина, А. В. Шер, 1977 г.).

Таким образом, представления о возможности установить на Северо-Востоке СССР следы климатических колебаний ранга ледниковий и межледниковий пока еще имеют характер теоретического постулата, основанного на аналогиях с другими регионами, где они выявляются достаточно отчетливо, а не вытекают с очевидностью из анализа материала, собранного в пределах Северо-Востока СССР. Поэтому степень достоверности стратиграфических схем отдельных районов, основанных на указанных представлениях и составленных преимущественно по палинологическим данным, не может считаться достаточно высокой. Для обоснованного расчленения четвертичной толщи необходимо, помимо палинологических, привлечение и других материалов.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (АНТРОПОГЕНОВАЯ) СИСТЕМА

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Верхояно-Колымская горная страна. Осадки, которые могут быть отнесены к эоплейстоцену, отмечены в верхах отложений, выполняющих Толонскую и Сеймчано-Буюндинскую впадины, а также в основании аллювия IX и VIII террас р. Берелех (Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ, 1964 г.). Это галечники, для которых характерны красно-бурая окраска, значительное ожелезнение, уплотненность песчаного цемента и выветрелость галечного материала. Литологическое сходство с образованиями верхов табагинской свиты на р. Лене, охарактеризованными пыльной предстательей таежной флоры с участием неогеновых реликтов позволяет считать эти отложения эоплейстоценовыми.

К эоплейстоцену может быть отнесена также толща синевато-серых галечников, описанных В. И. Крутоусом и А. И. Кыштымовым (1982 г.). Она вскрыта скважиной в Малык-Сиенской впадине в долине р. Болотного в интервале глубин 229—192 м. Указанные исследователи рассматривают возраст этих отложений как плиоцен-раннечетвертичный, принимая во внимание состав включенных в них палинокомплексов, свидетельствующих о существовании хвойно-мелколиственных лесов. В состав растительности входили ель, сосна, тсуга, лиственница в сочетании с кустарниковой березой, ольхой, ивой. Присутствуют реликты широколиственных — лещины, восковника, дуба, граба, вяза и некоторых других.

Приморская низменность. В Колымской низменности эоплейстоценовый возраст имеет нижняя пачка олерской свиты, выделенная в опорном разрезе Крестовка (Путеводитель..., 1979). Она представлена аллювиальными песками и алевритами с линзами и прослоями торфа мощностью 7—12 м. Там были найдены остатки следующих млекопитающих: *Gulo* cf. *schlosseri* К о г т о с, *Archidiskodon* aut *Mammuthus* sp., *Equus* (*Plesippus*) *verae* S h e r, *Equus* sp., *Praealces* sp., *Rangifer* sp., *Praeovibos* cf. *priscus* S t a u d., *Praeovibos beringiensis* S h e r, *Ovibovini* gen.?, *Bison* sp., *Lepus* sp., *Ochotona* sp., *Citellus* sp., *Lemmus* cf. *obensis* B r a n t s, *Dicrostonyx renidens* Z a z h i g i n, *Clethrionomys* sp., *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus* К о г т о с, *Microtus* (*Microtus*) sp. Такой же фаунистический комплекс был описан в типовых разрезах олерской свиты на р. Чукочьей. А. В. Шер и другие (Путеводитель..., 1979) коррелирует его с таманским фаунистическим комплексом.

Наблюдающиеся в осадках олерской свиты псевдоморфозы по ледяным жилам свидетельствуют о суровых климатических условиях и существовании устойчивой низкотемпературной многолетней мерзлоты во время формирования данных отложений. Этот вывод подтверждается палинологическими данными, свидетельствующими в пользу растительности тундростепного облика. Остатки насекомых, обнаруженных в отложениях нижней пачки олерской свиты, представлены видами, характерными для тундровых, степных и горно-степных ландшафтов (*Blethisa catenaria* Brown., *Conioleonus ferrugineus* Fahg. и др.).

Палеомагнитными исследованиями, проведенными на разрезе Крестовка, установлено, что смена палеомагнитных эпох Матуяма—Брюнес приурочена к кровле нижней пачки олерской свиты. Это позволяет рассматривать ее в качестве одной из наиболее четко устанавливаемых границ в позднем кайнозое Северо-Востока СССР. Решением стратиграфического совещания (Магадан, 1982 г.) описанные отложения были выделены в качестве олерского горизонта.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

В **Верхояно-Колымской горной стране** к нижнечетвертичным образованиям отнесены аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерные отложения, выполняющие впадины (Верхненерскую, Талонскую, Сеймчано-Буюндинскую, Бугчанскую и др.), и аллювий высоких террас рек Индигирки, Колымы и их крупных притоков. Отложения представлены в основном галечниками, а также песками, алевритами, илами. Многочисленные остатки растений (преимущественно шишек хвойных) и спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о существовании во время формирования этих отложений лесной растительности, произрастающей в условиях умеренного, несколько более мягкого по сравнению с современным климата. Нижнечетвертичная флора представлена *Pinus monticola* Dougl., *Picea anadyrensis* Kryshht., *Larix minuta* (Vassk.) Dogof., *Picea microsperma* (Lindb.) *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *Alnus*, *Betula* и др.

Осадки нерской серии — джелканские и анкинские слои (Ю. Н. Трушков, Ф. И. Цхурбаев, 1964 г.), считавшиеся нижнечетвертичными, видимо, должны быть отнесены к плиоцену или даже миоцену, так как содержат остатки теплолюбивой растительности (граб, рододендрон и др.).

Некоторые исследователи полагают, что во второй половине ранне-четвертичного времени имело место столь значительное похолодание, что оно привело к оледенению. Так, А. П. Васильковский и В. Е. Терехова (1970 г.), Ю. И. Гольдфарб (1972) считают следами оледенения эрратические валуны, наблюдавшиеся на поверхности высоких террас и террасовидных поверхностей в долинах рек Тобычан, Берелех и некоторых других местах. Однако эти представления не могут быть полностью обоснованы имеющимся фактическим материалом (Баранова, 1972).

М. П. Гричук (1978) относит ко второй половине раннечетвертичного времени комплекс осадков (преимущественно аллювиальных галечников) в бассейне верхнего течения р. Колымы, который она называет беличанским горизонтом. Указанные отложения формировались в условиях относительно теплого климата, о чем свидетельствуют растительные ассоциации, среди которых до 75 % представлено экзотическими видами (не принимая во внимание крупных семейств и родов — космополитов), например *Elaeagnus*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*. Если пыльца и споры экзотических семейств и видов не являются переотложенными, то, руководствуясь решениями МСК 1976 г., видимо, правильнее будет считать указанные отложения дочетвертичными.

На Чукотском полуострове коллективом исследователей (А. И. Кыштымов и др., 1982 г.) описаны кымынейвеемские слои мощностью 15—35 м, обнажающиеся на прибрежных низменностях. Их палнокомплексы характеризуют две фазы развития растительности: теплую с хвойно-мелколиственными формами и, возможно, примесью широколиственных (лещина, восковник), что соответствует нижней части толщи; и холодную, представленную ольхово-березовым и лиственничным редколесьем.

А. И. Кыштымовым (1972) были описаны валунные суглинки с галькой и щебнем; обломочный материал представлен преимущественно местными породами, размер валунов не превышает 15 см, лишь изредка встречаются отдельные валуны диаметром 1,0—1,5 м. А. И. Кыштымов рассматривает эти отложения в качестве моренных, однако приводимые им палинологические данные (45,5—47,7% древесно-кустарниковых растений, с преобладанием *Betula* и *Alnus*, с примесью *Tsuga* и *Picea*) свидетельствуют о том, что они формировались в условиях умеренного климата. По всей вероятности, рассматриваемые образования имеют не ледниковый, а какой-то иной генезис, а также более древний возраст, чем нижнечетвертичный.

На побережье Чукотского полуострова к нижнечетвертичным отложениям относится пинакульская свита (Петров, 1966). Она представлена толщей морских песков с линзами и прослоями галечников, суглинками и песчанистыми глинами с редкой галькой и валунами. В отдельных местах включение грубообломочного материала весьма значительно, что делает толщу осадков похожей на морену. Отложения пинакульской свиты содержат раковины моллюсков: *Serripes groenlandicus*, *Nucula tenuis*, *Musculus niger*, *Astarte borealis arctica*, *Mya pseudoarenaria*, *Natica russa*, *Buccinum solenum*, *Neptunea communis*, *Clinocardium californiensis*, *Mytilus edulis*, *Macoma brota*, *M. obliqua*, *M. calcarea*, *Astarte invocata*, *Portlandia arctica siliqua* и др.

Указанный комплекс имеет арктическо-бореальный облик, характеризующий бассейн с нормальной морской соленостью и глубинами до 50 м. За исключением *Astarte invocata* все найденные формы относятся к ныне живущим. Помимо раковин моллюсков были обнаружены кости полосатого тюленя *Historiphoca fasciata* Z i m., который обитает преимущественно в Беринговом и Охотском морях и встречается в южной части Чукотского моря.

Спорово-пыльцевые спектры пинакульской свиты свидетельствуют о тундровой и лесотундровой растительности. Это обстоятельство наряду с мореноподобным обликом отдельных пачек позволило О. М. Петрову (1966) высказать предположение о существовании в то время незначительного по размерам оледенения гор Чукотского полуострова. Однако, по мнению Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ (1964 г.), возможен и другой источник крупнообломочного материала — за счет абразивного разрушения скалистых берегов Чукотского полуострова.

Возраст пинакульской свиты является предметом дискуссии. Результаты изучения диатомовой флоры и фораминифер позволили Т. Л. Невретдиновой, И. Е. Кистеровой, В. Е. Тереховой и другим в 1982 г. высказать предположение о ее эоплейстоценовом возрасте. В осадках пинакульской свиты были обнаружены следующие представители диатомовой флоры, характерные, по данным этих исследователей, для позднего плиоцена: *Thalassiosira gravis f. fossilis*, *Melosira albicans*, *Stephanopyxis schenkii*, *Actinocyclus ochotensis*, *Denticula seminae*, *D. kamtschatica*, *Rhizosolenia curvirostris*, *Chaetoceros cinctus*. В составе фораминифер присутствуют *Elphidium hannai*, *Cassidullina smechovi*, *S. smechovi carinata*, существовавшие в позднем плиоцене Аляски и Сахалина и встречающиеся в четвертичных осадках.

К выводу об эоплейстоценовом возрасте пинакульской свиты пришли В. Ф. Иванов, П. С. Минюк и Т. П. Половова (1982 г.) на основании палеомагнитных исследований. По их данным, пинакульская сви-

та формировалась в условиях обратной полярности, которые эти исследователи связывают с эпохой Матуяма.

Дискуссию о возрасте пинакульской свиты нельзя считать законченной. По-видимому, привлечение дополнительных материалов сможет помочь исследователям прийти к окончательному заключению по этому вопросу.

На **Приморской низменности** нижнечетвертичные отложения представлены верхней пачкой олерской свиты (алевриты с прослоями песков), наиболее полно изученной в разрезе Крестовка. Эти осадки включают остатки крупной лошади (*Plesippus*), фрагмент нижнего зуба слона, имеющий более прогрессивный облик, чем зубы из нижней пачки олерской свиты и кости конечностей слона, а также остатки мелких млекопитающих: *Lemmus* cf. *obensis* Brants, *Dicrostonyx renidens* Zazhigin, *Clethrionomys* ex gr. *rutilus*, *Microtus* (*Microtus*) sp. А. В. Шер и его соавторы (Путеводитель..., 1979) сопоставляют этот комплекс с тираспольским фаунистическим комплексом.

Палинологические данные указывают на существование тундростепной растительности во время формирования нижней части пачки и лесотундровой в верхней части. О более умеренном и влажном климате в период образования верхов алерской свиты свидетельствуют находки остатков насекомых (*Amara interstitialis* Daj., *Denticolis varians* Germ., *Pterostichus costatus* Men., *Tachinus apterus* MacKl. и др.).

Решением Стратиграфического совещания (Магадан, 1982 г.) верхняя пачка олерской свиты и ее аналоги выделены как аканский горизонт нижнего плейстоцена.

Нижнечетвертичный возраст шангинской свиты, выделенной Ю. А. Лаврушиным (1962 г.) в нижнем течении р. Индигирки, позднее не подтвердился.

До настоящего времени в пределах Яно-Колымской низменности были известны лишь континентальные образования. А. А. Архангелов, Н. Н. Баранкова, Д. А. Галичинский, Г. Г. Карташова, А. В. Льянос-Мас, Г. Н. Недешева, О. М. Петров, Е. И. Полякова (1982 г.) обнаружили в скважине, пробуренной в долине р. Чукочьей в ее нижнем течении, толщу супесей и алевритов мощностью до 15 м, генезис которой они считают морским. В эти отложения включены раковины морских моллюсков (6 видов), фораминифер (20 видов), остракод (3 вида). По мнению названных исследователей, данный комплекс указывает на формирование осадков в прибрежной зоне морского бассейна. Возраст отложений окончательно не установлен. Тот факт, что они залегают под едомным комплексом и предположительно среднечетвертичными отложениями, позволил А. А. Архангелову и его соавторам сделать предварительный вывод о их раннеплейстоценовом возрасте.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Изученность среднечетвертичных отложений остается относительно невысокой. Как показало Стратиграфическое совещание 1982 г. имеющиеся данные пока не позволяют выделить региональные горизонты.

В пределах **Верхояно-Колымской горной страны** к доледниковым образованиям относят аллювий высоких террас крупных рек (Колымы, Индигирки) и их притоков. Высота этих террас различна и зависит от водности рек и тектонического режима данного района; в большинстве случаев она составляет не менее 100 м. В рассматриваемых отложениях неоднократно были сделаны находки остатков флоры (в большинстве случаев шишек хвойных): *Picea canadensis* B. S. P., *P. obovata* Ldb., *P. anadyrensis* Kryshch., *P. engelmanni* Eng., *P. praeajanensis* Vassk., *Larix dahurica* Turcz., *Salix* sp., *Populus* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp.

В составе спорово-пыльцевых спектров встречена пыльца *Picea* ex. sect. *Omorica*, *P.* ex sect. *Eupicea*, *Picea* sp., *Pinus* подрода *Haploxyton*, *Pinus* и подрода *Diploxyton*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Tsuga*, *Abies*. В ряде случаев было бы правильнее рассматривать вмещающие указанные спектры отложения как более древние, возможно, дочетвертичные, принимая во внимание присутствие столь теплолюбивых растений как *Tsuga*, *Abies*, *Corylus* (Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ, 1964 г.).

К первой половине среднечетвертичного времени В. В. Заморуевым (1977 г.) были отнесены осадки юрбеляхской толщи, выполняющие Малык-Сиенскую впадину (бассейн верхнего течения р. Колымы). Они представлены переслаиванием грубообломочных пачек делювиально-солифлюкционных образований с пачками озерных и озерно-аллювиальных отложений. Грубообломочные пачки рассматриваются некоторыми исследователями (С. С. Воскресенский и др., 1972 г.; Гольдфарб, 1972) в качестве ледниковых осадков, однако этому противоречат находки остатков древесины, растительного детрита и торфа, характер спорово-пыльцевых спектров, слоистость, присутствие вивианита, химический состав подземных льдов, включенных в эти отложения, и некоторые другие признаки.

М. П. Гричук (1979) описала разрез 30—40-метровой террасы р. Неры, притока Индигирки (галечники с прослоями супеси). Отложения нижней части разреза она считает цоколем террасы и датирует началом среднечетвертичного времени. Основанием для этого послужили состав спорово-пыльцевых спектров и растительных остатков, а также термолюминесцентная датировка (479 ± 57 тыс. лет). Эта датировка свидетельствует о более древнем возрасте отложений, нежели указанном М. П. Гричук. Среди растительных остатков обращает на себя внимание большое количество экзотических видов и родов. Некоторые из них теперь произрастают только в низовьях Амура, в Приморье и даже южнее (*Elaeagnus*). Растительные остатки включают шишки двух впервые описанных видов *Larix* и *Pinus*, которые М. П. Гричук считает вымершими. Их сходство с палеоген-неогеновыми формами Северо-Востока СССР и Калифорнии отмечено автором. Представляется более правильным относить отложения, вмещающие указанный комплекс растительных остатков, к дочетвертичным образованиям. Нельзя исключить и переотложение описанных М. П. Гричук растительных остатков, тем более, что она не оговаривает присутствие переотложенных спор и пыльцы, обычно имеющих в составе спорово-пыльцевых спектров.

В разрезе среднечетвертичных отложений многие исследователи выделяют ледниковый горизонт и его возрастные аналоги, соответствующие среднечетвертичной ледниковой эпохе. В качестве ледниковых образований рассматриваются эрратические валуны на высоких террасах крупных рек и денудационных поверхностях вблизи высокогорных массивов. К ним же отнесены моренные образования урочища Верхних Озер у оз. Джека Лондона (Н. А. Шилов, 1961 г.; Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ, 1964 г.), джолакагская морена на 100-метровой террасе р. Адычи (А. П. Васьковский, В. Е. Терехова, 1970 г.) и др. Мнение о среднечетвертичном возрасте морен в урочище Верхних Озер разделяется не всеми. Ю. И. Гольдфарб (1976) полагает, что они формировались в конце позднечетвертичного времени. В отложениях террас (высотой 50—100 м), считающихся возрастными аналогами среднечетвертичного ледникового горизонта, обнаружены пыльца и споры, соответствующие тундровой и лесотундровой растительности; характерно отсутствие пыльцы ели, сосны, за исключением кустарниковой *Pinus pumila* (Pall.) Maug., и очень небольшое количество пыльцы *Alnus*, *Betula*, *Salix*, при значительном развитии трав и споровых. В отложениях 50-метровой чукучаннахской террасы в верховьях р. Колымы был обнаружен череп *Bison priscus longicornis* W. G r o m.

А. В. Ложкин (1976) на основании преимущественно палинологических данных расчленил среднечетвертичные отложения бассейна верхнего течения Колымы и Индигирки на четыре горизонта и присвоил им названия бургагский, нюргунтасский, кубахский, ынгырский. По его заключению, во время формирования среднечетвертичных отложений происходила ритмичная смена таежной и тундровой растительности, отражавшая климатические колебания, сопоставимые с колебаниями климата, отмеченными в западных районах СССР.

Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие, по мнению А. В. Ложкина, указанные горизонты, качественно слабо отличаются друг от друга и от современных. Колебания содержания пыльцы древесных, травянистых пород и спор в пределах одного горизонта весьма велики. Например, содержание спор в спектрах из бургагского горизонта колеблется в пределах 6—76 %, что снижает достоверность выделения указанных горизонтов.

Отложения 115-метровой террасы р. Сусуман, относимые А. В. Ложкиным к бургагскому горизонту, возможно, имеют более древний возраст, так как они включают не только остатки растений, растущих теперь значительно южнее, но и вымершие виды.

Колымское нагорье и Чукотский полуостров. Во внутренних районах Чукотского полуострова (бассейн р. Амгуэмы) А. И. Кыштымывым (1972) в качестве доледниковых среднечетвертичных образований описаны аллювиальные и озерно-аллювиальные пески с обломками слабо углефицированной древесины *Larix*. Содержащийся в этих отложениях спорово-пыльцевой комплекс включает *Betula*, *Alnus*, *Alnaster*, *Tsuga*, *Abies*, *Picea* sect. *Eupicea*, а также *Omorica* и *Pinus* подрода *Haploxyton*, *Pinus* и подрода *Diploxyton*, *Tilia*, *Carpinus*, *Selaginella*, *Sphagnum* и др. Поскольку во время формирования этих отложений широтная физико-географическая зональность была сходна с современной, трудно допустить на Чукотском полуострове существование столь теплолюбивой растительности. Если этот комплекс не является переотложенным, то вероятнее, что вмещающие его отложения имеют более древний возраст, чем среднечетвертичный.

В прибрежных частях Чукотского полуострова к первой половине среднечетвертичного времени отнесены тнеквэмские слои (Петров, 1966), представленные аллювиальными песками с растительными остатками. В этих отложениях обнаружена пыльца древесно-кустарниковых растений (береза, ольха, сосна), а также споры сфагнума и пыльца трав. Вверх по разрезу наблюдается обеднение спектров. Такой характер спектров говорит о лесотундровом типе растительности, произрастающей в климатических условиях несколько более мягких, чем современные.

В качестве отложений ледниковой эпохи второй половины среднечетвертичного времени О. М. Петровым описаны отложения крестовской свиты, разделяемые на три подсвиты. Нижняя и верхняя подсвиты представлены морскими песками, песками с галькой, алевритами; средняя — ледниково-морскими валунными суглинками. Для верхней и нижней подсвит характерен арктическо-бореальный комплекс фауны моллюсков, включающий *Astarte borealis borealis*, *A. borealis placenta*, *Serripes groenlandicus*, *Mya priapus*, *Nucula tenuis*. В валунных суглинках средней подсвиты преобладают арктические виды — *Portlandia arctica*, *Bathyarca glacialis*, *Yoldiella intermedia*, *Y. lenticula*, *Astarte borealis placenta*, *A. montagui warhami*.

По мнению С. Ф. Бискэ (1978), во время формирования крестовской свиты имело место не фациальное замещение ледниковых отложений морскими, а чередование ледниковых и морских условий осадконакопления, однако он не приводит данных, опровергающих фациальные связи морских слоев средней подсвиты с ледниковым комплексом осадков.

Группа исследователей (Т. Л. Невретдинова, И. Б. Кистерова, В. Е. Терехова, Н. А. Сафонова, Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ, Ю. Е. Дорт-Гольц, А. М. Кыштымов) высказала предположение о более древнем (эоплейстоценовом) возрасте крестовской свиты. Основанием для этого послужило обнаружение в осадках крестовской свиты комплекса диатомовых водорослей, сходных с найденным в отложениях пинакульской свиты, которую эти исследователи также относят к эоплейстоцену.

В бассейне р. Амгуэмы к ледниковым образованиям среднечетвертичного времени А. И. Кыштымовым (1972) отнесены моренные отложения, флювиогляциальные галечники и валунники и озерно-ледниковые пески, супеси и ленточные глины. Содержащаяся в них пыльца и споры (*Alnaster*, *Betula*, *Ericales*, *Gramineae*, *Artemisia*, *Selaginella*, *Bryales*) свидетельствуют о достаточно суровых климатических условиях. Тот факт, что в некоторых пробах содержание пыльцы древесно-кустарниковых растений поднимается до 70 %, А. И. Кыштымов объясняет кратковременными межстадиальными потеплениями.

Приморская низменность. В пределах Приморской низменности (в нижнем течении р. Малый Анюй, правого притока р. Колымы) А. В. Шер (1971 г.) описал толщу, названную им уткинскими слоями. Она представлена иловатой супесью и песками с примесью гравия; по мнению А. В. Шера, это аллювий небольшого потока. Основанием для отнесения данных отложений к среднечетвертичным послужили находки остатков *Mammuthus primigenius* Blum. (раннего типа), крупных форм лошади (*Equus* sp.) и лося (*Alces* sp.). Растительные остатки и спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в уткинских слоях, по заключению А. В. Шера, не дают оснований считать, что климат времени их формирования был более теплым, чем современный. Аналогами уткинских слоев А. В. Шер считает отложения, залегающие в основании разрезов в низовьях Малого Анюя и литологически не отличающиеся от перекрывающих их осадков едомной свиты. Радиоуглеродная датировка $48\ 030 \pm 1190$ лет (ЛУ-1026) в одном из этих разрезов, из отложений, считавшихся аналогами уткинских слоев, говорит о том, что их верхняя часть моложе и должна быть отнесена к дуванному надгоризонту (edomной свите).

В бассейне р. Чукочьей О. В. Гриненко (1980 г.) описал толщу ожелезненных псков, называемых маастахской свитой. По мнению этого исследователя, маастахская свита накапливалась в обширных водоемах и опресненных лагунах. Мощность ее изменчива и достигает 20 м. О. В. Гриненко датирует маастахскую свиту концом раннего плейстоцена — средним плейстоценом. Она перекрывает олерскую свиту раннечетвертичного возраста и перекрывается позднечетвертичной едомной свитой. Найденный *in situ* в осадках маастахской свиты зуб мамонта, по мнению П. Л. Лазарева, также свидетельствует о среднечетвертичном возрасте вмещающих отложений. Спорово-пыльцевые спектры маастахской свиты — однотипны и невыразительны. По заключению А. И. Томской, они свидетельствуют о холодных климатических условиях во время формирования данных осадков.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Верхояно-Колымская горная страна. К основанию разреза верхнеплейстоценовых отложений относят аллювий 40—60-метровых террас крупных рек (Колымы, Индигирки) и их основных притоков, представленный преимущественно галечниками и валунниками. Неоднократно найденные в них остатки растений были определены как *Picea obovata* L db., *P. engelmanni* Eng., *Larix sibirica* L db., *L. dahurica* Turcz., *Pinus pumila* R gl. В спорово-пыльцевых спектрах этих отложений преобладает пыльца древесно-кустарниковой растительности. Доминирует сосна главным образом из подрода *Haploxyylon*, второе место занимает

ель, встречена пыльца лиственницы, пихты, а также ольхи и березы. Среди спор преобладает сфагнум. Такой состав говорит о существовании таежной растительности при климате не холоднее современного. Это позволило ряду исследователей коррелировать данные отложения с казанцевскими образованиями Сибири. Обнаруженные в этих отложениях кости млекопитающих принадлежат *Bison priscus deminutus* W. G r o m., *Mammuthus primigenius* (B l u m.), *Coelodonta antiquitatis* B l u m.

Ледниковые образования, которые сопоставляют с зырянскими отложениями Сибири, наблюдались на поверхности юглерской террасы Колымы (юглерский горизонт А. П. Васьковского и В. Е. Тереховой), на террасах Индигирки и в других местах. Ю. И. Гольдфарб (1972 г.) относит к ним «далекинскую морену» в долине р. Берелех*. Аллювиальные отложения этого возраста представлены осадками 20—30-метровых террас рек Колымы и Берелеха, в которых установлены холодные горно-тундровые комплексы с преобладанием пылицы травянистых растений и почти полным отсутствием пылицы хвойных, даже холодостойкого кедрового стланника. Обнаружены также остатки *Bison priscus deminutus* W. G r o m.

Более молодые отложения, формировавшиеся в условиях относительного потепления, которые могут быть сопоставлены с каргинскими осадками Сибири, объединены А. П. Васьковским и В. Е. Тереховой (1970 г.) в кубалахский горизонт. К ним относится аллювий террас Колымы и Берелеха высотой до 30 м и погребенный аллювий небольших притоков Индигирки. В этих отложениях были обнаружены шишки *Larix dahurica cajanderii* (M a y r.) D y l., листья *Populus suaveoleus* F i s c h. и *Betula middendorffii* T r a u t v. et M e y. Спорово-пыльцевые спектры соответствуют растительности, сходной с современной тайгой верховьев Колымы. Находки остатков фауны млекопитающих из этих отложений относятся к *Bison priscus deminutus* W. G r o m., *Equus caballus* L. и поздней форме мамонта. В долине р. Сана (бассейн Индигирки) был обнаружен труп лошади с эмбрионом (Васьковский, 1959). Он был детально изучен В. Е. Гаруттом и К. Б. Юрьевым (1966 г.), которые определили находку как *Equus saballus* subsp. А. Н. Васьковский полагал, что труп лошади относится к максимальной стадии последнего оледенения, однако радиоуглеродный анализ мягких тканей взрослой особи показал, что ее возраст равен $37\,700 \pm 2200$ лет (В. Е. Гарутт, К. Б. Юрьев, 1966 г.), что позволяет считать, что вмещающие ее осадки синхронны каргинским отложениям Сибири. В бассейне верхнего течения Индигирки также был найден труп лошади. Н. К. Верещагин и П. А. Лазарев (1977 г.) определили находку как *Equus lenensis* R u s s. Были получены радиоуглеродные датировки 35 000 (ЛУ-71 — мускульная ткань) и $38\,590 \pm 1120$ лет (ЛУ-506 — растительные остатки пищи). Еще одна датировка по мускульной ткани этой лошади — $33\,800 \pm 2100$ лет (1—5406) — была получена в одной из лабораторий США (Х. А. Арсланов, С. Б. Чернов, 1977 г.). Изучение растительных остатков из пищевого тракта лошади показало, что климат данного района в момент гибели лошади был несколько теплее и влажнее современного (В. В. Украинцева, 1977 г.). Летом 1977 г. была сделана еще одна ценная находка — в склоновых отложениях долины р. Киргилях (система р. Берелех, бассейн верхнего течения р. Колымы) был обнаружен труп мамонтенка («мамонтенок Дима»). Радиоуглеродный возраст (Арсланов и др., 1980) тканей мамонта — $39\,570 \pm 870$ (ЛУ-718А) и $38\,590 \pm 770$ лет (ЛУ-7188). Возраст же древесины из вмещающих труп отложений (Дуброво и др., 1980) составляет 9860 ± 70 (МГУ-661) и 9640 ± 40 лет (ЛГУ-41). По-видимому, это несоответствие объясняется переотложением трупа мамонтенка.

* По мнению В. В. Заморуева (1977 г.), это образование правильнее рассматривать как останец аккумулятивной террасы р. Берелех.

Наряду с материалами, свидетельствующими о климате более теплом, чем современный, во время формирования осадков, которые могут быть сопоставлены с каргинскими отложениями Сибири, имеются данные о более холодных климатических условиях. Так, спорово-пыльцевые комплексы отложений 20-метровой террасы р. Сусуман характерны для более сурового климата, чем современный (Шило и др., 1971), хотя абсолютный возраст этих отложений $32\,900 \pm 620$ лет (МАГ-28). Радиоуглеродная датировка древесины $40\,810 \pm 1230$ лет (ЛУ-602), включенной во флювиогляциальные отложения в долине одного из притоков р. Аллах-Юнь (Южное Верхоянье), свидетельствует о существовании в то время в этом районе значительного оледенения, по своим размерам во много раз превышавшего современное (Заморуев, 1978).

Разрез верхнеплейстоценовых отложений завершается ледниковыми образованиями так называемого «последнего оледенения» и синхронными им осадкам, время формирования которых может быть сопоставлено с сартанским оледенением Сибири. Эти отложения занимают значительные площади в высокогорных районах — Верхоянском хребте, массивах Чьерго, Оханджа, Анначаг и других и представлены преимущественно флювиогляциальными, а также моренными осадками. К ним относится в частности морена, перегораживающая долину р. Бохапчи ниже Бохапчинского ущелья в устье р. Хетакагчан (А. П. Васильковский, В. Е. Терехова, 1970 г.). Морены, озы, камы в большинстве случаев четко выражены в рельефе и отличаются хорошей сохранностью. Характер их распространения показывает, что в позднечетвертичное время здесь преобладали ледники долинного типа, однако в отдельных районах оледенение достигало стадии горноледникового покрова, например в Южном Верхоянье (Заморуев, 1978).

С ледниковыми отложениями сопоставляют аллювий низких (до 20 м) террас крупных рек (Колымы, Индигирки, Берелеха), содержащий спорово-пыльцевые спектры холодолюбивой горно-тундровой растительности, свидетельствующие о значительном похолодании. Эти представления подтверждаются данными абсолютной геохронологии. В долине р. Депутатки (бассейн нижнего течения р. Индигирки) в отложениях 12-метровой террасы обломок древесины был датирован $21\,700 \pm 900$ лет (МАГ-45).

Остатки млекопитающих, включенные в эти отложения, относятся к *Equus caballus*, *Bison priscus deminutus*, *Mammuthus primigenius*, *Rangifer tarandus*.

Колымское нагорье и Чукотский полуостров. На Чукотском полуострове в основании разреза верхнечетвертичных отложений, по данным А. И. Кыштымова (1972), залегают аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, слагающие нижнюю половину разреза (цокль) II надпойменной террасы р. Амгуэмы, представленные супесями и мелкозернистыми песками. Характерно наличие прослоев, обогащенных растительными остатками — древесиной древовидной ольхи и белоствольной березы, листьями *Betula*, *Alnaster* и *Salix*. В составе спорово-пыльцевых спектров этих отложений преобладает пыльца древесно-кустарниковых растений *Alnaster*, *Betula*, *Pinus* подвидов *Haploxyylon* и *Diploxyylon*, *Salix*. Отмечена также пыльца *Picea* sp. и *P. sect. Omorica*. Такой характер растительности говорит об умеренных климатических условиях во время ее произрастания.

В прибрежных районах Чукотского полуострова осадки, которые могут быть сопоставлены с казанцевскими отложениями Сибири, описаны О. М. Петровым (1966) под названием валькатленских и конергинских слоев. Валькатленские слои слагают хорошо выраженные террасы высотой до 30 м, широко распространенные на берегах Чукотского полуострова. Они представлены морскими песками, песками с галькой и галечниками. Содержащийся в них арктическо-бореальный комплекс фауны морских моллюсков включает *Astarte borealis*, *A. alaskensis*, *Mytilus edulis*, *Biccinum baeri*. В низах этих слоев встречается

Portlandia arctica siliqua. Характер изменения литологии осадков и фауны вверх по разрезу позволяет предполагать постепенное обмеление морского бассейна, где они отлагались, и одновременное смягчение климатических условий. Конергинские слои имеют аллювиальный и озерный генезис и представлены песками, реже суглинками и песками с галькой и галечниками. Для них характерны растительные остатки (древесина, ветки, листья, семена), принадлежащие *Betula*, *Alnus*, *Bryales*, *Ranunculus aquatilis* L., *Rubus* sp., *Empetrum nigrum* L. и др. В составе спорово-пыльцевых спектров отмечена пыльца ольхи, вересковых, осок, полыней и *Polygonaceae*. Характерно отсутствие пыльцы злаков. Среди спор преобладают плауны и сфагновые мхи. Такой состав растительности, по мнению О. М. Петрова, свидетельствует о более благоприятных климатических условиях по сравнению с современными. Руководящими видами диатомовой флоры являются *Tabellaria fenestrata* и *T. lacustris*.

На Чукотском полуострове к отложениям, которые могут быть сопоставлены с зырянскими образованиями Сибири, А. И. Кыштымов (1972) относит моренные, флювиогляциальные и аллювиальные образования. Морены в виде отчетливо выраженных валов установлены им в верховьях р. Энгергын, нижнем течении р. Экитыки и других местах. Флювиогляциальные отложения слагают зандровые равнины, примыкающие к дистальной части конечно-моренных гряд. Они представлены валунниками, постепенно сменяющимися галечниками и гравием. Зандры переходят в III надпойменную террасу, развитую во всех крупных долинах. В спорово-пыльцевых спектрах отложений III террасы преобладают споры, среди которых господствуют *Selaginella sibirica* и *Bryales*. В группе недревесных преобладают *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Ericales*, *Artemisia*. Такой характер спорово-пыльцевых спектров свидетельствует, по мнению А. И. Кыштымова, о суровости климата во время накопления осадков.

Отложения этого же возраста описаны также О. М. Петровым (1966) в Ванкаремской низменности и Улювээмской впадине под названием ванкаремских слоев, которые разделяются на собственно ледниковые (моренные) и флювиогляциальные образования. Он отмечает хорошую сохранность слагаемых ими аккумулятивных форм рельефа.

На Чукотском полуострове к отложениям, сопоставляемым с каргинскими осадками Сибири, отнесены аллювий II надпойменной террасы крупных рек высотой 10—13 м (амгуевские слои, по О. М. Петрову) и озерно-болотные осадки. По данным А. И. Кыштымова (1972), в спорово-пыльцевых спектрах этих отложений преобладает пыльца древесно-кустарниковых растений: *Alnaster*, *Betula*, *Pinus* подрода *Haploxylon* и *Salix*, присутствует пыльца трав. По мнению Б. В. Белой, такой состав спектров свидетельствует о более теплых климатических условиях во время формирования отложений по сравнению с ледниковыми и современными условиями. О. М. Петров (1966) сообщает о находках древесины ивы и крупнокустарниковой ольхи (с диаметром стволов до 10 см), а также костей *Bison priscus* В о j. и *Rangifer tarandus* L. Им же была обнаружена в аллювии II террасы флора диатомовых, сходная с современным комплексом диатомей в реках Чукотского полуострова (*Meridion circulare*, *Ceratoneis arcus* и др.).

Морские отложения этого возраста распространены на побережье Чукотского полуострова. Они представлены илами и песками, песками с галькой. Немногочисленные находки морских моллюсков относятся к арктическо-бореальным и бореальным формам — *Mytilus edulis*, *Macoma balthica* и др. (Петров, 1966).

Флювиогляциальные отложения последнего оледенения пользуются широким распространением на Западной Чукотке, в бассейнах рек Большой и Малый Анюй, а также верхнего течения р. Анадырь. Они представлены гравием, галечниками и валунниками. Характер их рас-

пространения позволяет говорить о существовании там в конце позднечетвертичного времени локальных ледниковых покровов.

В **Приморской низменности** к основанию разреза верхнечетвертичных отложений могут быть отнесены осадки, вскрывающиеся в нижней части обнажения Дуваный Яр на правом берегу Колымы в 35—43 км ниже устья Омолона (Каплина, Гитерман и др., 1978). Они представлены голубовато-серыми алевритами с псевдоморфозами по ледяным жилам. По мнению Т. Н. Каплиной и др., спорово-пыльцевой состав из этих отложений отражает безлесные тундрово-степные ландшафты, существовавшие в условиях сухого и холодного климата. В псевдоморфозах по ледяным жилам были найдены остатки насекомых (*Morychus aeneus* F a b r., *Amara alpina* P a u k., *Pterostichus (Gryobius)* sp., *Tachinus apterus* M a c k l., *Stephanocleonus eruditus* F a u s t. и ряд других), которые, по мнению указанных исследователей, существовали в условиях сухой тундры с остепненными участками. Литологический состав и присутствие раковин пресноводных моллюсков свидетельствуют об озерном происхождении данной толщи. Возраст рассматриваемых отложений определяется по остаткам лошади как начало позднего плейстоцена.

К отложениям второй половины позднечетвертичного времени относятся аллювий низких террас крупных рек, а также озерные и озерно-болотные осадки. Во многих местах были сделаны находки остатков фауны млекопитающих: *Mammuthus primigenius* B l u m. (поздний тип), *Alces* sp., *Equus caballus* L., *Ovibos moschatus* Z i m m., *Coelodonia antiquitatis* B l u m., *Bison priscus tscherskii* W. G r o m., *Saiga ricei* F r i c k (А. П. Васьковский, В. Е. Терехова, 1970 г.).

В аллювиальных суглинках и супесях, слагающих 17—24-метровую террасу р. Березовки (правый приток Колымы), был обнаружен труп березовского мамонта. Абсолютный возраст (по ^{14}C) высушенной крови и жировой ткани животного (по двум определениям) составляет от $31\,750 \pm 2500$ до $44\,000 \pm 3500$ лет (Гейнц, Гарутт, 1964). Находки остатков растительности и данные спорово-пыльцевого анализа показывают, что природные условия времени формирования этих отложений существенно не отличались от современных.

В 1971 г. в аллювии низкой террасы р. Шандрин (правый приток р. Индигирки) был найден скелет и мягкие ткани крупного мамонта. Остатки растительной массы, найденной в желудке шандринского мамонта, представлены преимущественно травянистыми растениями (осоки, пушица, в меньшем количестве — злаки). Здесь же обнаружены листья и веточки брусники и ивы, хвоя и кора лиственницы, обильные остатки мхов. Изучение растительных остатков и спорово-пыльцевых комплексов из внутренностей шандринского мамонта свидетельствует, что он обитал в ландшафтных условиях, сходных с теми, которые наблюдаются в настоящее время в 200 км к югу от места находки (Солоневич и др., 1977). Радиоуглеродная датировка по кормовой массе из желудочно-кишечного тракта шандринского мамонта составляет $41\,740 \pm 1290$ лет (ЛУ-505).

Значительно распространение имеют осадки, получившие широкую известность под названием «едомная серия», «едомная свита» (в разных частях Приморской низменности им нередко присваивали местные наименования). Стратиграфическое совещание (Магадан, 1982 г.) приняло решение объединить эти отложения в дуванный надгоризонт; при наличии дополнительных данных они могут быть расчленены на оягосский, молоковский и мусхайнский горизонты. От использования терминов «едомная серия» и «едомная свита» было решено воздержаться, так как «едома» является не географическим названием, а местным обозначением водораздельных возвышенностей. Данные образования представлены супесями и алевритами, местами горизонтально- и волнисто-слоистыми. Характерной чертой этих отложений является их вы-

сокая льдистость (в основном, в виде жильных льдов), что дало основание С. В. Томирдиаро (1975) назвать эти осадки лёссово-ледовым комплексом. Жильные льды нередко располагаются в несколько ярусов. В осадки едомной серии включены прослой торфа и остатки мелких растений. Спорово-пыльцевые спектры, установленные в этих отложениях, характеризуют растительность времени их накопления как тундровую, лесотундровую и тундро-степную. Осадки едомной серии (дуванного надгоризонта) включают многочисленные костные остатки млекопитающих (мамонта, бизона, лошади, северного оленя и др.), позволяющих рассматривать их возраст как позднплейстоценовый (А. В. Шер, 1971 г.). Более точные данные о возрасте дают радиоуглеродные датировки.

Радиоуглеродный возраст древесины, отобранной В. В. Заморуевым в низовьях р. Малый Анюй вблизи основания видимой части разреза, более 52 000 лет (ЛУ-1032) и $48\,030 \pm 1190$ лет (ЛУ-1026) на глубине 16 м. Одна из наиболее молодых датировок — $23\,360 \pm 720$ лет (МАГ-175) — была получена на глубине 15 м в обнажении Мус-Хая в низовьях Яны (Ложкин, 1977). Из перекрывающих едомные отложения торфяников были получены многочисленные датировки 8—10 тыс. лет. Таким образом, согласно геохронологической шкале Н. В. Кинд (1974 г.), время накопления осадков едомной серии приходится на зырянское, каргинское и большую часть сартанского времени.

Относительно происхождения отложений едомной серии существуют различные точки зрения. Многие исследователи (Бискэ, 1957; Константинова, 1965 и др.) считают их озерно-аллювиальными образованиями. А. И. Попов (1975) полагает, что данные осадки имеют аллювиальное (пойменно-озерное) происхождение. Т. Н. Каплина (1978) рассматривает едомные отложения как разновидность констративного аллювия. С. В. Томирдиаро (1975) разрабатывает гипотезу эолового происхождения лёссово-ледового комплекса, однако ей противоречат находки древесины и раковин моллюсков в составе едомных отложений. Так, В. В. Заморуевым в низовьях р. Малый Анюй в отложениях едомной свиты были обнаружены многочисленные обломки древесины *Larix* sp., *Salix* sp. (определения И. А. Шилкиной) и раковины озерных моллюсков: *Anisus acronicus*, *Euglesa* sp., *Lymnaea lanuginosa*, *L. stagnalis*, *Sibirenauta picta* (определения Я. И. Старобогатова). Принимая во внимание указанные факты, а также особенности литологического состава и горизонтальную слоистость в осадках, представляется весьма вероятным предположение о накоплении едомных отложений в термокарстовых озерах.

К концу позднего плейстоцена относится формирование аллювиальных песков и алевритов, слагающих террасовую поверхность высотой 10—20 м в низовьях р. Колымы (алешкинской свиты). Характерной особенностью этих отложений является присутствие в них первично-грунтовых и ледо-грунтовых жил. В алешкинской свите были найдены остатки *Lepus* cf. *tanaiticus* G u r., *Microtus* sp., *Canis* sp., *Mammuthus primigenius* (B l u m.) (позднего типа), *Equus* (*Equus*) *caballus* subsp. (очень мелкая форма), *Rangifer tarandus* L., *Saiga ricei* F r i c k, *Bison priscus* В о j. (мелкая форма). Палинологические данные свидетельствуют о присутствии здесь растительности лесотундрового типа с участием остепненных травянистых ассоциаций. По растительным остаткам из отложений алешкинской свиты были получены радиоуглеродные даты: $15\,000 \pm 200$ (МАГ-468) и $14\,980 \pm 100$ лет (МАГ-470) (Путеводитель..., 1979).

Разрез верхнечетвертичных отложений завершается аллювием низких террас рек. На р. Берелех (левый приток р. Индигирки) аллювий II надпойменной террасы высотой около 15 м (Ложкин, 1977а) представлен пылеватыми супесями с линзами льда и прослоями торфа. Данные осадки содержат большое количество костей крупных млекопи-

тающих («Берелехское кладбище мамонтов»). Радиуглеродный возраст мягких тканей мамонта составляет $13\,700 \pm 400$ лет, а растительных остатков из костеносного слоя — $11\,830 \pm 110$ лет (ЛУ-147) (Верещагин, 1977).

ГОЛОЦЕН

В **Верхояно-Колымской горной стране** к осадкам голоцена большинство исследователей относит отложения пойм и низких надпойменных террас (не выше 15—20 м). Они представлены преимущественно галечниками, песками, супесями и суглинками, нередко весьма льдистыми и содержащими включения жильного льда. Находки остатков флоры и результаты спорово-пыльцевого анализа говорят о том, что во время формирования голоценового аллювия была распространена растительность современного типа.

Широким развитием пользуются элювиальные, коллювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения. По мнению Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ (1964 г.), время накопления этих образований охватывало не только голоцен, их нижние горизонты могли формироваться еще в позднечетвертичное время. Поскольку детальная стратиграфия таких осадков еще не разработана, вопрос остается пока открытым.

На **Чукотке** и в **Колымском нагорье** голоценовый возраст имеют отложения пойменных террас (галечники, пески, супеси), а также элювиальные и склоновые образования. Имеется ряд радиоуглеродных датировок. Например, аллювий пойменной террасы в долине р. Майнги-Пауктуваам (бассейн р. Малый Анюй) имеет возраст 6300 ± 310 лет (МАГ-40; Шило и др., 1971).

В **Приморской низменности** голоценовые отложения представлены аллювием пойменных, а местами первых надпойменных террас, а также осадками термокарстовых котловин и торфяниками. Их возраст подтвержден большим числом радиоуглеродных датировок.

Как видно из приведенного описания, в сводном разрезе четвертичной толщи Северо-Востока СССР намечаются следы климатических колебаний, чередования эпох с несколько более холодным или теплым климатом. По сравнению с западными районами СССР они выражены гораздо менее отчетливо, что значительно затрудняет корреляцию как отдельных разрезов, так и корреляцию с другими районами. Очевидно, это связано с особенностями природы Северо-Востока, где в условиях резко континентального сурового климата некоторое потепление или похолодание не влекло за собой столь резкой перестройки ландшафта, как в приатлантических районах. Однако можно предполагать, что климатические колебания в плейстоцене подчинялись общим глобальным закономерностям, и поэтому в дальнейшем, вероятно, удастся с достоверностью установить и в четвертичных — верхнеплиоценовых осадках Северо-Востока СССР следы той же последовательности более холодных и теплых эпох, которая была выявлена в других районах Северного полушария.

Важнейшие задачи дальнейших исследований: 1) усовершенствование палинологического метода и выявление эталонных спорово-пыльцевых спектров; 2) более широкое применение в практике стратиграфических исследований методов мерзлотно-фациального анализа, изучение ископаемых льдов петрографическим и геохимическим методами; 3) разработка схемы хронологии четвертичного оледенения и ревизия стратотипов выделяемых в настоящее время ледниковых горизонтов.

ОСТРОВА СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ (БЕЗ о. КОЛГУЕВА)

Общее представление о строении четвертичного покрова островов Советской Арктики сложилось в основном благодаря работам Научно-исследовательского института геологии Арктики, проводившим на них Государственную геологическую съемку. Тем не менее в стратиграфическом расчленении четвертичных отложений островов до сих пор остается много неясного.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнеплейстоценовые отложения выделены только на мысе Нерпичьем (о-в Фаддеевский, Новосибирские острова) в изолированном выходе песчано-глинистых морских отложений, перекрывающих тонким плащом палеогеновые осадки, была отмечена находка *Venericardia crebricostata* K g a u s e, на основании которой предполагается ранне-четвертичный возраст вмещающих ее образований.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

К отложениям начала среднего плейстоцена относятся морские отложения Новосибирских островов (острова Новая Сибирь, Фаддеевский и Большой Ляховский), вскрывающиеся в основании береговых уступов. Эти отложения впервые были описаны О. А. Ивановым, Д. С. Яшиным, Н. Н. Романовским и Ю. Н. Михалюком. Они представлены темно-серыми и голубовато-серыми глинами и глинистыми алевритами с редкими прослоями тонкозернистых пылеватых песков, с хорошо выраженной ленточной горизонтальной слоистостью. Вверх по разрезу морские глины и алевриты постепенно переходят в алевритовые пески, для которых свойственна слоистость ряби волнения. Видимая мощность морских отложений достигает 20 м. В них содержатся редкие остатки морских моллюсков, среди которых С. Л. Троицкий и Д. С. Яшин определили *Portlandia arctica* (G r a y), *P. intermedia* (M. S a g s), *Astarte* sp.

В фаунистически охарактеризованных морских осадках преобладают пресноводные диатомовые. Для спорово-пыльцевых спектров характерно преобладание спор, которые представлены *Sphagnum* sp., *Bryales* sp., *Polypodiaceae*. В составе древесной растительности преобладают хвойные — *Pinus silvestris*, *P. sibirica* (H u g r.) M a u r., небольшое содержание свойственно *Picea* sp., *Abies* sp. В меньшем количестве встречается пыльца *Betula* секции *Albae* и *Alnus*. Возраст морских отложений определен по их стратиграфическому положению, в основном по перекрытию палеонтологически охарактеризованными средне-верхнечетвертичными континентальными отложениями. В разрезе приморской низменности им скорее всего соответствуют дельтовые отложения аллаиховской свиты, описанной Ю. А. Лаврушиным (1963). Достоверные ледниковые отложения максимального (среднеплейстоценового) оледенения в пределах островов Советской Арктики не установлены. Предположительно к следам этого оледенения, по данным Н. Г. Загорской, Б. Х. Егiazарова, С. А. Стрелкова, В. Д. Дибнера и М. Т. Кирюшиной, относятся встречающиеся эрратические валуны на поверхностях морских террас, приледниковых плато Северной Земли (острова Октябрьской Революции, Пионер, Комсомолец, Большевик) и на склонах гор (о-в Врангель).

На Новосибирских островах, видимо, с этим же временем связано образование мощных эпигенетических ледяных жил, внедрившихся

в бывшую поверхность дна отступившего к северу морского бассейна. Также нет на островах Советской Арктики достоверно установленных следов среднеледниковых межледниковья. К отложениям этого времени с известной долей вероятности могут быть отнесены озерные (по мнению О. А. Иванова, прибрежно-морские, а по Н. Н. Романовскому, пойменные) осадки, выполняющие субаквальные псевдоморфозы по эпидинамичным ледяным жилам (Лаврушин, 1963), расчленявшим морские отложения. Эти озерные отложения на о-ве Большом Ляховском представлены желтовато-серыми алевритами, обычно тонкослоистыми, волнисто-слоистыми, в кровле которых располагается один или два прослоя гипнового торфа мощностью до 1 м с остатками кустарниковой растительности. К этой толще иногда приурочены крупные линзы льдистых светло-серых косослоистых алевритов с включением перемятого торфа и раковин пресноводных моллюсков *Valvata*, *Sphaerium*, *Giraulus*, *Radix*, *Pisidium*, а также с включением древесных остатков *Salix* sp., *Betula* sp. В спорово-пыльцевых спектрах много пыльцы *Betula* sp. и *Alnus* sp., присутствует пыльца *Pinus* (subgen. *Diploxyton*) sp., *Pinus* (subgen. *Haploxyton* sp. и единичные зерна *Corylus* sp. Основу спорового спектра составляют споры зеленых и сфагновых мхов.

Оценивая общие результаты палеонтологического изучения озерных отложений, О. А. Иванов и Д. С. Яшин (1970 г.) совершенно справедливо отмечают, что во время их формирования климат был теплее современного. Мощность озерных отложений достигает 10 м, а в отдельных местах может явно превышать эту величину. Важно подчеркнуть, что описанные озерные осадки именно в таком стратиграфическом положении пользуются достаточно широким распространением на территории Приморской низменности, где залегают в виде крупных линз, имеющих в своем основании субаквальные псевдоморфозы по эпидинамичным ледяным жилам. Здесь к этим отложениям обычно приурочены крупные формы разнообразных пресноводных моллюсков, а также макроостатки лиственницы, древовидной березы, семена и пыльца ели (Лаврушин, 1963). Громадное распространение озерных отложений в рассматриваемом стратиграфическом интервале позволяет думать о крайне интенсивно происходивших по всему региону процессах термокараста, вспышка которых могла быть обусловлена существенными изменениями климата в сторону потепления. Об этом же свидетельствуют необычайно крупные для этих мест формы пресноводных моллюсков, а также макро- и микроостатки древесной растительности.

Ледниковые отложения второго среднеледникового (тазовского) оледенения на островах Советской Арктики никем не отмечались. По-видимому, с этим временем может быть сопоставлена часть алеврито-песчаной, существенно оторфованной толщи аллювиально-озерных отложений с мощными сингенетичными ледяными жилами, распространенных на Новосибирских островах. Мощность толщи достигает 15—40 м.

Аллювиально-озерные отложения с мощными ледяными жилами содержат большое количество остатков фауны крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, среди которых преобладают *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип), имеются также карликовые формы *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Equus caballus* L., *Rangifer tarandus* L., *Ovibos moschatus* Zimm. Одновременно в этих же отложениях на о-ве Большом Ляховском были найдены остатки *Bison priscus* cf. *longicornis* и остатки мамонта раннего типа (Романовский, 1960). На территории Приморской низменности к этой же весьма характерной толще осадков приурочены, наряду с представителями позднего варианта верхнепалеолитического комплекса, остатки раннего типа — мамонта и *Bison priscus* cf. *longicornis*. Таким образом, на основании всего комплекса остатков фауны крупных млекопитающих можно считать, что в целом накопление мощной континентальной толщи озерно-аллювиальных отложений на шельфе моря Лаптевых и

Восточно-Сибирского моря охватило значительный отрезок времени — конец среднего плейстоцена и почти весь поздний плейстоцен. Поэтому в ряде случаев при определении возраста толщи в конкретных разрезах только на основании ограниченного палеонтологического материала и единичных радиоуглеродных датировок различные исследователи по-разному датируют рассматриваемую толщу то концом среднего плейстоцена, то поздним плейстоценом, или более конкретно—зырянским, каргинским или даже сартанским временем.

Важно подчеркнуть, что начало формирования аллювиально-озерной толщи может быть отнесено к тазовскому времени и соответственно какая-то часть ее разреза на Новосибирских островах отвечает именно этому отрезку плейстоцена.

В связи с вопросом о возрасте аллювиально-озерной толщи, слагающей обширную аллювиальную равнину можно сформулировать и весьма интересный вывод о довольно молодом возрасте шельфовых морей восточного сектора Советской Арктики, в частности, значительной части моря Лаптевых и почти всего Восточно-Сибирского моря, на дне которых в некоторых местах известны выходы рассмотренной сильно льдистой озерно-аллювиальной толщи.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Древние морские верхнеплейстоценовые отложения казанцевского времени известны только на островах центрального сектора Советской Арктики. Ни в восточном, ни в западном секторах они не известны. Наиболее полно фаунистически они охарактеризованы на островах архипелага Северная Земля (Б. Х. Егиазаров, 1970 г.; Б. Х. Егиазаров, С. С. Воскресенский, Н. Г. Загорская, 1954 г.; С. А. Стрелков, В. Д. Дибнер, Н. Г. Загорская и др., 1959 г.), где казанцевским временем датированы отложения 80—100-метровой и 60—70-метровой морских террас.

Терраса высотой 80—100 м широко развита на островах Октябрьской Революции, Пионер и Комсомолец. Ширина ее колеблется от 200 до 2000 м. Терраса сложена суглинками и песками с примесью галечного материала, мощность которых достигает 6 м. Известно пока единственно место на северо-западе о-ва Комсомолец, где мощность отложений составляет 40 м. В осадках террасы встречается много остатков раковин морских моллюсков, среди которых Н. Г. Загорская определила: *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *S. arctica* f. *arctica* L., *Mya truncata* var. *uddevalensis* H., *Astarte borealis* var. *placenta* Mörch. Возраст террасы определяется по косвенным признакам как начало казанцевской трансгрессии*.

Терраса высотой 60—70 м имеет ширину от 400 м до 2,5 км. Литологический состав ее отложений более разнообразен и представлен в одних случаях плотными коричневыми глинами с тонкими прослоями мелкого галечника, вверх переходящими в зеленые песчаные глины. В других случаях — это толщи среднезернистых или тонкозернистых песков. Мощность отложений террасы около 15—20 м. В них обнаружена фауна моллюсков: *Pecten islandicus* Müll., *Cardium groenlandicum* Chern., *C. ciliatum* Fabr., *Astarte borealis* Chern., *A. borealis* var. *placenta* Mörch., *A. crenata* (Gray), *Leda pernula* Müll., *Arca glacialis* Gray., *Mya truncata* var. *uddevalensis* H., *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *S. arctica* L., *Natica groenlandica* Beck., *Margarita cinerea* (Goth.).

К казанцевским отложениям относятся также морские осадки островов Шокальского и Неупокова, сложенные синевато-серыми горизонтально-слоистыми суглинками и супесями с редкими прослоями

* Вопрос о возрасте 80—100-метровой террасы остается открытым. Б. Х. Егиазаров рассматривает ее отложения то как казанцевские, то как санчуговские.

мелкозернистых песков, с рассеянными гальками и валунами. Верхняя часть разреза обычно представлена горизонтально- и косослоистыми песками и супесями. В толще морских отложений, по материалам Ю. Н. Кулакова, Г. А. Значко-Яворского и В. Н. Соколова, содержатся *Portlandia arctica* (G r a y), *P. arctica* var. *portlandica* H a n c., *Mya truncata* L. и др. Видимая мощность толщи достигает 50 м. Возраст описанных отложений определяется по их перекрытию мореной зырянского оледенения. Поскольку приведенный состав морской фауны не отличается своей выразительностью, свойственной казанцевским межледниковым отложениям, то отнесение описанных осадков к этому отрезку плейстоцена можно рассматривать лишь как один из возможных вариантов их датировки.

Зырянские ледниковые осадки на островах Советской Арктики пользуются достаточно широким распространением. На островах архипелага Земли Франца-Иосифа В. Д. Дибнер к ним относит ледниковые формы рельефа, сложенные мореной и ориентированные независимо от современных границ континентальных льдов и березовой линии островов. Морена представлена здесь щебнисто-глыбовыми развалами, лишь с отдельными хорошо окатанными валунами или хрящеватыми валунными суглинками и супесями. Иногда следы зырянского оледенения вообще фиксируются лишь по присутствию эрратических валунов. На островах Новой Земли к следам зырянского оледенения условно отнесены эрратические валуны, встречающиеся на платообразных поверхностях.

Однако на о-ве Вайгач, по данным Н. Г. Загорской, П. В. Виттенбурга, В. С. Енокяна и Я. Р. Пахло, зырянские ледниковые отложения представлены основной мореной, распространенной на отметках от 60 до 100 и более метров. Как правило, эта морена сложена плохо сортированными валунными супесями и суглинками с линзами песков и гравия. Среди валунов, помимо местного материала, присутствуют новоземельские граниты и мезозойские песчаники. В основной морене встречаются обломки раздробленных и окатанных, явно переотложенных раковин морских моллюсков, представленных только *Saxicava arctica*. Ее максимальная мощность 10—15 м.

На островах Карского моря следы зырянского оледенения в виде морен и эрратических валунов известны, по данным В. Н. Соколова, на островах Известий ЦИК, Кирова, Свердруп и Пологий. По мнению М. М. Ермолаева, часть эрратических валунов была принесена сюда новоземельским ледником.

Возможно, к этому же возрасту относится толща валунных суглинков на Западном и Восточном Каменном островах таймырского мелководья, мощность которой достигает 20 м. Валунные суглинки, по данным Ю. Б. Погребницкого, облекают неровности кровли коренных пород. Только в верхах толщи были встречены раковины *Saxicava arctica* L. и *Pecten islandicus* (M ü l l.).

На островах архипелага Северная Земля Н. Г. Загорская и Б. Х. Егизаров к ледниковым отложениям зырянского оледенения относят крупные конечно-моренные формы, протягивающиеся в виде валов чаще всего на отметках от 60 до 100 м. В целом, верхнеплейстоценовые ледниковые отложения слагают отдельные моренные холмы и гряды*.

Водно-ледниковые отложения зырянского оледенения описаны лишь на о-ве Вайгач в виде прекрасно выраженных озов, песчано-галечного флювиогляциального покрова, в ряде мест перекрывающего морены. В. М. Басов и А. А. Горбунов описали верхнеплейстоценовые флювиогляциальные отложения на о-ве Врангеля севернее гор Инкали и Советской. Аналогичные образования находятся в западной части

* К. К. Марков (1947 г.) отрицает какие-либо признаки следов оледенения на о-ве Врангеля.

острова на междуречье рек Мелкой и Медвежьей. По данным Н. М. Сваткова (1961 г.) флювиогляциальные галечники обнаружены и в северной части острова.

Как отмечалось выше, на Новосибирских островах в зырянское время продолжала формироваться толща аллювиально-озерных отложений, имевшая широкое распространение на нынешнем шельфе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря.

К морским зырянским отложениям Н. Г. Загорской (1970 г.) условно отнесены отложения морских террас на Новой Земле высотой 410—420 м, к которым приурочены находки раковин *Saxicava arctica* (L.) и *Mya truncata* L. Такая, даже условная, датировка высоких абразионных уровней находится в явном противоречии с низким стоянием уровня моря во время зырянского оледенения.

Отложения каргинского межледниковья известны на островах Новая Земля, Вайгач, островах таймырского мелководья, на архипелаге Северная Земля и Новосибирских островах.

На Новой Земле к этому времени Н. Г. Загорская (1970 г.) относит, как правило, маломощные (до 5 м) скопления глин, песков и супесей 200-метровой морской террасы. В отложениях этой террасы была собрана морская фауна *Pecten islandicus* (Müll.), *Saxicava arctica* (L.), *Mya truncata* L., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Balanus* sp. Видимо, с каргинским временем связано и формирование 160-метровой террасы, в отложениях которой помимо перечисленных форм встречены *Astarte compressa* L., *A. sulcata* Da-Costa, *A. borealis* (Chemn.), *Mytilus edulis* L., *Littorina littorea* L.

На о-ве Вайгач морские отложения каргинского времени, по данным В. С. Енокяна и Я. Р. Пахло, слагают всю центральную и северо-восточную часть острова ниже абсолютной отметки 100 м. Представлены эти отложения серыми и синевато-серыми глинами и супесями, песками и галечниками, в которых содержатся *Astarte borealis* Chemn., *A. crenata* Gray., *Saxicava arctica* (L.), *Cyrtodaria kurriana* Dunker. Каргинские морские отложения на о-ве Вайгач нередко лежат на размытой поверхности зырянских ледниковых и водно-ледниковых осадков и имеют мощность 10—15 м; лишь на мысе Гомса-Сале их мощность возрастает до 30 м. Данные спорово-пыльцевого анализа показали, что в целом в это время на о-ве Вайгач произрастала лесотундровая растительность.

На островах таймырского мелководья к каргинским отложениям, возможно, относится толща песков и супесей мощностью до 15 м, перекрывающая описанные выше валунные суглинки зырянского оледенения. В этой толще найдены толстостенные раковины *Saxicava arctica* (L.).

На островах архипелага Северная Земля к каргинскому времени относится 30—40-метровая морская терраса. Отложения ее представлены коричневыми глинами, песками, галечниками. Их максимальная мощность составляет 10 м. В осадках террасы, по данным Н. Г. Загорской и Б. Х. Егiazарова, имеется фауна морских моллюсков: *Astarte borealis* Chemn., *A. borealis* var. *jeniseae* Sachs, *A. compressa* L., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* var. *uddevalensis* H., *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *S. arctica* f. *arctica* L. На Новосибирских островах О. А. Иванов и Д. С. Яшин к каргинским отложениям относят морские отложения, перекрывающие толщу аллювиально-озерных образований и, возможно, связанных с ней фациальным переходом (о-ва Анжу). На о-ве Котельном эти отложения слагают ингрессионную III террасу высотой около 20 м, а на низких островах пользуются широким площадным распространением. На некоторых островах в результате новейших тектонических движений рассматриваемые отложения подняты на высоту 30—35 м.

Каргинские морские осадки Новосибирских островов представлены песками, глинами и алевролитами, часто с прослоями и линзами валунно-

галечного материала. Иногда в них встречаются эпигенетические ледяные жилы. В морских отложениях имеются остатки морских моллюсков, среди которых преобладают *Astarte borealis* var. *placenta* M ö r g e n. и *A. montagui* Dill. В меньшем количестве встречаются *Portlandia arctica* var. *aestuariorum* Moss., *P. intermedia* (S a r s), *Cardium ciliatum* F a b r., *Saxicava arctica* (L.), *Cyrtodaria kurriana* D u n k e r, *Mya truncata* L., *Neptunea borealis* (P h i l l i p s). Мощность морских осадков достигает 35 м.

Таким образом на основании вышеизложенных материалов можно думать, что образование шельфовых морей Восточно-Сибирского и моря Лаптевых и соответственно образование Новосибирских островов произошло именно в каргинское время. Континентальные отложения каргинского времени описаны только на о-ве Врангеля (С. А. Стрелков, В. Д. Дибнер, Н. Г. Загорская и др., 1959 г.), где к ним отнесены озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения, представленные в основном гравийно-галечными осадками. К ним приурочено значительное количество остатков крупных млекопитающих позднего варианта верхнепалеолитического фаунистического комплекса.

Следы сартанского оледенения в виде ледниковых отложений отмечены лишь на Новой Земле и на архипелаге Северная Земля. На северном острове Новой Земли Н. Г. Загорская относит к этому времени скопления морен недалеко от краев современных ледников. Многие морены достигают мощности 70 и даже 130 м. На склонах моренных гряд и холмов иногда имеются абразионные террасы высотой до 80 м над уровнем моря.

На южном острове Новой Земли отмечены моренные холмы в долине р. Тайной, а также моренные гряды на крайнем юго-востоке острова, где к ним прислонена морская терраса высотой 40 м.

На архипелаге Северная Земля ледниковые отложения сартанского оледенения имеют широкое распространение и иногда перекрывают морские каргинские осадки (Б. Ф. Егiazаров, 1970 г.).

На Земле Франца-Иосифа В. Д. Дибнер (1970 г.) связывает с этим временем формирование морских террас, имеющих высоту 55—250 м. На Новой Земле, по Н. Г. Загорской, в это же время возможно шла выработка 80—100-метровых береговых уровней. На о-ве Вайгач В. С. Еномян и Я. Р. Пахлов сартанским временем датируют часть толщи морских отложений, слагающих четвертую террасу, в которой известны находки *Astarte borealis* (C h e m p.), *Tellina baltica* L. Аналогичное определение возраста дается II и I морским террасам о-ва Большой Бегичев высотой 26—20 м (З. В. Ронкина, 1970 г.).

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения на островах Советской Арктики распространены повсеместно и представлены морскими, ледниковыми, аллювиальными и аласными осадками. Наиболее полно морские голоценовые террасы изучены на архипелаге Земля Франца-Иосифа, где их исследование сопровождалось радиоуглеродным датированием.

К голоценовым морским отложениям на Земле Франца-Иосифа отнесены террасы высотой от 3 до 40 м. Террасы высотой 35—40 м датируются началом голоцена. К ним приурочена фауна моллюсков: *Astarte borealis*, *Mya truncata*, *M. arenaria*, *Saxicava arctica*.

Лучше всего выражена, по В. Д. Дибнеру, терраса высотой 20—25 м, в которой содержатся остатки моллюсков *Astarte borealis* (C h e m p.) f. *typica* M ö r g e n., *Mya truncata* var. *uddevalensis* H a n s s o n k., *Saxicava arctica* (L.), *Margarites cinereus* (C o u t h o u y). На этой террасе был найден кусок ствола дерева, возраст которого оказался 7445 ± 135 лет (Абсолютная геохронология. . ., 1963 г.).

Наиболее разнообразным комплексом фауны беспозвоночных характеризуются отложения террасы высотой 15—18 м. Датирование

плавника с поверхности этой террасы на о-ве Земля Александры дало возраст 5500 ± 240 лет.

В морских осадках 10-метровой террасы фауна беспозвоночных существенно беднее и представлена *Saxicava arctica* (L.), *Mya truncata* L., *Astarte borealis* (Chemn.), *Buccinum hydrophanum* Hanck. и др. Радиоуглеродные определения дали датировки 4250 ± 90 и 4774 ± 135 лет.

Возраст обломка древесины с поверхности 5-метровой террасы о-ва Земли Александры, найденного во время совместного маршрута И. И. Краснова, М. А. Спиридонова и Ю. А. Лаврушина, оказался 1550 ± 120 лет. Формирование более низких террас и береговых валов относится уже к историческому времени.

На Новой Земле к голоцену относятся террасы, высота которых ниже 80 м. Наиболее разнообразный комплекс морских моллюсков приурочен к террасе высотой 60—70 м, где отмечается наибольшее скопление аркто-бореальных форм.

На о-ве Вайгач голоценовые морские отложения слагают I террасу, пляжи, бары и пересыпи. На островах Карского моря (Большой, Уединения, Визе) террасы высотой 15—25 м могут датироваться временем климатического оптимума голоцена по весьма разнообразному комплексу морской фауны. Более молодые морские отложения относятся к низким (2—4 м) террасам и пляжевым образованиям. Морские отложения голоцена архипелага Северной Земли слагают террасы высотой 15—20 и 5—10 м, а также пляжи, пересыпи и косы. Террасы примерно того же возраста имеются на Новосибирских островах, где их высота составляет 8—10 и 3—5 м.

Континентальные голоценовые отложения оказались в целом менее изученными. Ледниковые и водно-ледниковые отложения описаны вблизи современных ледников Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Северной Земли. Известна только одна попытка М. Г. Гросвальда (1963 г.) по выделению различных стадий современных ледников Земли Франца-Иосифа. В частности, он выделяет стадию Седова, отвечающую послеледниковому климатическому оптимуму, когда ледниковые покровы были меньше современных, и стадию Юрия, имевшую место, вероятно, в XVI—XVIII столетии. В связи с отсутствием на островах крупных рек, аллювиальные отложения в целом развиты весьма слабо и получают свое максимальное распространение только на крупных островах. На Новой Земле аллювиальные накопления имеются лишь в наиболее крупных долинах, где могут достигать мощности 10 м и слагают I надпойменную террасу и пойму. На островах архипелага Северная Земля в долинах рек отмечается до трех надпойменных террас и пойма, сложенная песчаными и галечными отложениями. В то же время в долинах рек Новосибирских островов и о-ве Врангеля выделяется лишь пойменная терраса.

Озерные отложения голоценового возраста известны и на Земле Франца-Иосифа (М. Г. Гросвальд, 1963 г.), однако стратиграфического их изучения не проводилось.

Наибольший интерес представляют озерно-аласные осадки Новосибирских островов, выполняющие термокарстовые западины, образованные как на поверхности аллювиально-озерной равнины, так и на морских равнинах. Обычно озерно-аласные отложения сложены светло-серыми сильно льдистыми алевритами с линзами торфяников и эпигенетическими повторно-жильными льдами. Мощность этих образований достигает 7 м. На о-ве Большом Ляховском в них встречается фауна пресноводных моллюсков, а также обломки стволов березы и ольхи. Судя по условиям залегания озерно-аласных отложений, а также по наличию в них остатков древесной растительности, можно думать, что формирование их происходило во время климатического оптимума голоцена. Аналогичные образования описаны в низовьях Индигирки, где возрастная их датировка была подтверждена радиоуглеродными опре-

делениями (Лаврушин, 1963). Наконец, следует отметить, что на склонах возвышенных частей островов Советской Арктики обычно имеются осыпи, развалы глыб, а также делювиальные и солифлюкционные образования. Часть их, несомненно, может быть голоценового возраста (табл. 5).

МОРЯ СССР

Основной целью очерка является краткий (ориентирующий) обзор истории возникновения и современного состояния проблемы стратиграфии четвертичных отложений дна морей, омывающих берега СССР — Балтийского, Белого, Баренцева, Арктического шельфа и Черноморско-Азовской области.

В настоящее время при изучении стратиграфии донных четвертичных отложений приходится ограничиваться разрезами средней мощностью не более 10 м, по которым можно получить представление в основном о голоценовых и позднечетвертичных образованиях. Однако интенсивное техническое оснащение и перевооружение морской геологии позволяет надеяться, что уже в ближайшие годы многочисленные полные разрезы позднего кайнозоя на морском дне будут доступны для широкого и повсеместного изучения. Важнейшим шагом на пути прогресса морских стратиграфических исследований является глубоководное бурение со специального судна «Гломар Челленджер», которое в частности велось в Черном море, Северной Атлантике и окраинных морях Дальнего Востока. Таким образом главные перспективы стратиграфических исследований связаны с организацией и проведением морского бурения, как показал зарубежный опыт и результаты отечественных буровых работ в Каспийском, Черном, Азовском и Японском морях.

БАЛТИЙСКОЕ, БЕЛОЕ И БАРЕНЦЕВО МОРЕ

Главной особенностью стратиграфии четвертичных отложений дна северо-западных акваторий является то, что рыхлый покров дна сформировался в условиях шельфа, являвшегося ареной развития материковых оледенений и морских межледниковых и поздне-последледниковых трансгрессий. Стратиграфические данные относятся в этом случае в основном к позднеплейстоценовому этапу развития надводных территорий.

БАЛТИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

Современное Балтийское море представляет собой молодое геологическое образование. По существующим представлениям (Гуделис, 1970), время формирования морского бассейна относится к беллингу (13 000 лет), когда южная часть морской котловины освободилась от материковых льдов. Вслед за отступающим краем ледника позднеледниковое море распространялось на север и северо-восток. В послелиториновое время очертания морского бассейна становятся близкими к его современному виду. Более точно этот этап сопоставляется со второй половиной лимнеевой стадии (3000 лет).

Кристаллический фундамент и толща нижнепалеозойских осадочных пород, а также верхнемеловые и палеогеновые отложения в пределах дна Балтийского моря перекрываются достаточно мощным покровом четвертичных отложений, имеющих различный возраст и происхождение. На основании прямых геологических данных наибольшим развитием пользуются позднеледниковые и современные отложения. Мощность послеледниковых (голоценовых) осадков в среднем составляет 2—3 м и только в глубоководных котловинах (например, Гдань-

Стратиграфия четвертичных отложений островов Советской Арктики *

Эвено	Горизонты	Земля Франца-Иосифа	Новая Земля	Вайгач	Острова Карского моря	Северная Земля	Новосибирские острова	Врангеля
Современный	Голоцен	Пляжи, бары, террасы высотой 5 м (1550±120 лет), Терраса 8—10 м (4500 лет), 15—18 м (5500±240), 20—25 м (7445±±135 лет)	Террасы от 80 м до уровня моря, в долинах рек I надпойменная терраса и пойма	I терраса, пляжи, бары	Пляжи, бары, террасы высотой 2—14 м и 15—25 м	Пляжи, бары, террасы высотой 5—10 и 15—20 м	Террасы высотой 3—5 м и 8—12 м	
Верхний плейстоцен	Сартанский	Стадия Виктория; морские террасы высотой 25—55 м	Основная морена вблизи современных ледников на Южном острове. Террасы высотой 80—100 м	IV терраса с морской фауной		Основная морена; широкое площадное распространение		Основная морена и флювиогляциальные галечники (?)
	Каргинский		Глины, пески, супеси 200-метровой террасы с фауной морских моллюсков	Морские глины, пески, галечники, с морской фауной		Терраса высотой 30—40 м; отложения с морской фауной	III терраса; на низких островах сплошное распространение	Аллювиальные гравийно-галечные отложения с фауной крупных млекопитающих
	Зырянский	Моренные отложения	Эрратические валуны на платообразных возвышенностях (?)	Основная морена, водно-ледниковые отложения	Морена и эрратические валуны	Террасы. Краевые морены на отметках 60—100 м		Основная морена и флювиогляциальные галечники (?)
	Казанцевский					Террасы высотой 80—100 и 60—70 м	Аллювиально-озерные отложения с мощными жильными льдами, с обильными ос-	

Средний плейстоцен	Мессовский					татками фауны крупных млекопитающих позднего варианта верхне-палеолитического комплекса, в сочетании с мамонтом раннего типа и длинпорогим бизоном Озерные алевриты с кустарниковой растительностью, фауной пресноводных моллюсков
	Самаровский				Эрратические валуны (?)	Эрратические валуны (?)
	Тобольский					Морские глины, алевриты, пески с <i>Portlandia arctica</i> , <i>P. intermedia</i> , <i>Astarte</i> sp.
Нижний плейстоцен					Морские отложения с <i>Kenericardium crebricostata</i> Krause	

* В таблице даны только те острова, где четвертичные отложения наиболее подробно изучены.

ский залив) достигает 6 м. Во многих районах дна молодые осадки отсутствуют и на его поверхности обнажаются ледниковые и водно-ледниковые отложения.

Положение края отступающего ледникового покрова зафиксировалось на дне современного Балтийского моря целой серией холмисто-грядовых ледниковых аккумулятивных образований. Подобные образования распространены на обширных пространствах морского дна к югу от о-ва Готланд, по северной периферии среднебалтийской впадины, и также в Финском и Ботническом заливах. Большинство грядовых маргинальных форм затопленного рельефа связано по времени своего образования с отступанием последнего оледенения (В. К. Гуделис, 1970 г.) и сопоставляются со стадиями Сальнаусельки.

По данным звуковой геолокации, четвертичные отложения прибрежного шельфа Балтики имеют сложное строение (С. Н. Бирюков и др., 1970 г.). Внутри четвертичной толщи отчетливо выделяются от четырех до семи отражающих горизонтов, характеризующих слои мощностью от 4 до 10 м. В подошве четвертичных отложений залегает горизонт, четко выделяющийся на всех эхограммах по очень характерной записи. Особенности записи объясняются дифракционными изменениями, которые претерпевает звуковой луч, распространяясь в крупнообломочном материале, слагающем морену.

Устойчивый характер записи отражающих горизонтов в пределах профилей свидетельствует о литологической выдержанности слоев. Сопоставление геоакустических разрезов с геологическим разрезом Гданьского залива позволяет интерпретировать горизонты, наблюдаемые на эхограммах, как поверхности различных флювиогляциальных образований. Близкие по типу записи разреза четвертичных отложений были получены в Рижском заливе в поле развития ленточных глин (В. Г. Ульст, Л. Э. Берзинь, Е. П. Абрамов, 1963 г.). Мощность четвертичных отложений (40—50 м), по материалам геолокации, совпадает с мощностью, приведенной в геологическом разрезе, составленном по результатам интерполяции с суши. Максимальные мощности рыхлых отложений зафиксированы к северу от Калининградского полуострова, где в 70-метровой толще насчитывается до семи отражающих горизонтов, характеризующих большую сложность их строения. Переход от одного типа четвертичного разреза к другому хорошо прослеживается тогда, когда становятся видны следы размыва слоев четвертичных отложений, перекрывающих морену. Мощность четвертичных отложений при этом резко убывает с 50 до 10 м. Наиболее характерным становится непосредственное залегание современных осадков, представленных, судя по типу записи, тонкими илами или глинами на поверхности морены. Более полный геологический разрез в центральной части моря демонстрирует трехчленное строение рыхлой толщи. Здесь на коричневых глинах залегают осадки анцилового озера, перекрытые сверху современными алевроито-глинистыми осадочными образованиями. При стратиграфических исследованиях четвертичных отложений Балтики особое значение приобрели анализы органических микроостатков (спорово-пыльцевой и диатомовый анализы) (Давыдова, Джиноридзе, Мащица, Спиридонова, 1970).

С помощью микропалеонтологического аналитического комплекса изучена опорная 10-метровая колонка донных отложений Гданьской впадины, представляющей собой одну из самых глубоких шельфовых впадин Балтийского моря. Колонка прошла после- и позднеледниковые отложения и достигла морены.

Начиная от поверхности дна, вскрываются темно-серые сильно обводненные илы, обладающие специфическим спорово-пыльцевым спектром, богатого видового состава и с большим количеством пыльцы отдельных видов. В общем составе господствует пыльца древесных пород с преобладанием сосны и существенным содержанием пыльцы широколиственных пород. Состав трав довольно беден,

а среди спор доминируют зеленые мхи и папоротники. В эти же образцах найдена обильная и разнообразная по составу диатомовая флора, состоящая из преобладающих морских и подчиненных пресноводных видов. Широко представлены мезогалобы и неритические эугалобы. Образование слоя морских осадков относится к концу литоринового времени, а также к суббореалу и субатлантике.

Интервал разреза донных отложений от 80 см до 6 м охарактеризован собственным спорово-пыльцевым комплексом, в котором наблюдается постепенное увеличение пыльцы древесных пород. При движении снизу вверх по разрезу в отложениях доминирует пыльца сосны, а пыльца других древесных пород содержится в очень небольших количествах. Травы в основном представлены пыльцой семейств *Surgraceae* и *Gnaphaleae*. Из споровых преобладают сфагновые и зеленые мхи. В этой части разреза отмечается большое разнообразие спор папоротников. По своим особенностям выявленный комплекс в какой-то мере является продолжением комплекса нижележащих отложений. Однако он значительно богаче в видовом отношении. Изменения внутри спорово-пыльцевого комплекса указывают на незначительные колебания климата. Верхняя половина этого интервала характеризуется обильной диатомовой флорой, причем доминируют пресноводные виды, а морские виды встречаются лишь единично. Различия в составе массовых форм свидетельствуют о небольших изменениях природной обстановки.

В интервале 1,9—2,9 м содержится обедненный комплекс диатомовых, в котором насчитывается 58 видов пресноводной флоры, причем ни один из этих видов не имеет высоких показателей обилия. Обычными являются планктонные диатомовые. Кроме пресноводных водорослей, встречены отдельные створки морских диатомовых. Нижележащий интервал 2,9—4,4 м включает 91 вид пресноводных диатомей. С оценкой обилия «единично» найдено пять морских и солоновато-водных видов.

В основании среднего горизонта разреза донных отложений (интервал 4,4—5,8 м) обнаружена довольно богатая диатомовая флора, где выделено 80 видов и разновидностей пресноводных диатомовых. В массе найдены *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, *Opephora martyi* и др. Наряду с ними здесь были встречены отдельные створки морских диатомей.

В море выделяются три горизонта. Первый сверху — темно-серые, сильно обводненные илы мощностью около 1 м. Ниже располагается более чем 5-метровый горизонт серых гомогенных глин. Вскрытый разрез завершается ленточными глинами мощностью 3,3 м. Несмотря на детальные исследования, стратиграфическое расчленение позднего и послеледниковых осадков встречает значительные трудности. Предполагается, что стратиграфический перерыв на границе раздела илы — глины охватывает весьма длительный отрезок геологического времени. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов указывают на отсутствие в разрезе бореальных и пребореальных отложений.

Можно предположить, что верхний горизонт начал отлагаться в конце литоринового времени и датируется верхами атлантического (?), суббореальным и субатлантическим периодами. Средний и нижний горизонты, вероятно, отлагались в позднеледниковое время; при этом средний горизонт имеет спектр межстадиального типа, а нижний — приледникового. Их можно предположительно датировать аллередом и средним дриасом. Большая мощность позднеледниковых отложений объясняется высокой скоростью осадконакопления (*Ignatius*, 1958 г.). В нижней части разреза отмечается повышенное содержание хлора, что, вероятно, происходит из-за разгрузки глубоких водоносных горизонтов. Стратиграфические исследования в Гданьской впадине, дополняются данными по Мекленбургской бухте, Арконскому бассейну и Борухоломской впадине. По данным О. Кольпа, в осадках Мекленбург-

ской бухты нашло отражение развитие морского бассейна конца иольдиевого времени. Правда, иольдиевое море, особенно в завершающие фазы своего существования, характеризовалось крайним опреснением, что наложило свой отпечаток на состав ископаемой микрофлоры.

Весьма существенным для стратификации рыхлых отложений дна Балтийского моря явилось проведение в его пределах непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП). Новейшие морские геологические исследования (В. К. Гуделис, Е. М. Емельянов и др., 1976 г.) впервые дали представление об основных чертах строения и состава почти сплошного покрова четвертичных отложений, максимальная мощность которого достигает 400 м (Готландская впадина). Причем в разрезах северной Балтики преобладают поздне- и послеледниковые осадки, а в южных районах морского дна — моренные отложения. Структура четвертичного покрова в целом обладает значительной неоднородностью. Мелководная зона дна характеризуется двухслойным геоаккумулятивным разрезом (морена и надморенные образования). Зоны сокращенных мощностей покрова фиксируются в виде однослойного (нерасчлененного) разреза, а дно впадин имеет три отражающих горизонта соответствующих разделам морены, надморенных глин и голоценовых илов. Грунтовые колонки в юго-восточной части моря вскрыли два моренных горизонта, разделенные межморенными отложениями. Предполагается, что указанные горизонты отвечают бранденбургской и померанской стадиям валдайского оледенения. Морена перекрывается песчано-гравийно-галечными флювиогляциальными отложениями (южная и центральная Балтика). Стратиграфически выше залегают приледниковые озерные отложения (чаще всего ленточные глины), которые перекрываются так называемыми «гомогенными глинами» озерно-ледникового (ледниково-морского?) происхождения. Позднеледниковые образования вверх по разрезу сменяются ниже- и среднеголоценовыми осадками, перекрытыми маломощным слоем позднемелового возраста.

Целый ряд разрезов из различных районов Балтийского моря был изучен в последние годы методами палинологического и диатомового анализов (Вишневская, Кессел и др., 1971, 1974, 1979). При этом, в частности, было выделено шесть палинологических комплексов, каждый из которых отвечает изменению палеогеографической обстановки от пребореала до современности (Давыдова, Спиридонов и др., 1967). Пребореальные осадки (40 см) характеризуются зоной сосны с участием тундровых и перигляциальных форм. В спектрах содержится до 20 % пыльцы травянистых растений *Artemisia* sp., *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae* и споры *Sphagnum* sp. Начало бореального времени сопоставляется с подзоной абсолютного господства сосны, которая выше по разрезу сменяется подзоной сосны с участием пыльцы широколиственных пород и лещины. Для атлантического периода голоцена типичен переход от подзоны березы, ольхи и широколиственных пород к подзоне сосны, березы и широколиственных пород. Нерасчлененный суббореальный и субатлантический комплексы отвечают зоне сосны и ели.

На основе диатомового анализа устанавливается трехчленное деление голоценового разреза. Нижняя его часть бедна диатомовыми, среди которых отмечаются пресноводные анциловые виды. Средняя часть разреза, отвечающая атлантическому, временно включает остатки богатой и разнообразной морской мезогалобной флоры, где доминируют планктонные неритические и сублиторальные виды. Здесь же в небольшом количестве присутствуют пресноводные диатомеи. Выше по разрезу видовой состав ископаемой флоры сохраняется, хотя наблюдается уменьшение ее количества.

Все материалы по стратиграфии донных четвертичных отложений Балтийского моря являются подтверждением схемы развития Балтийского бассейна, разработанной Г. Де-Геером и дополненной Г. Мунте, В. Рамсеем и Е. Хюппе.

Дно Белого моря покрыто практически сплошным чехлом рыхлых четвертичных отложений, строение, состав, происхождение и возраст которых не остаются постепенными в зависимости от района их распространения (Спиридонов, Давдариани, Калинин, 1980).

По данным комплексных геолого-геофизических исследований, мощность четвертичных отложений в наиболее глубоководной части Беломорского бассейна достигает значительных величин. В центральной части Кандалакшского залива мощность четвертичных отложений равна 100—150 м. На сейсмоакустических профилях повсеместно фиксируются три отражающих границы. Нижняя граница, по-видимому, связана с контактом между рыхлыми отложениями и поверхностью кристаллического фундамента. Следующая граница может интерпретироваться, как кровля отложений ледникового комплекса. Верхней отражающей границей является само морское дно (А. В. Калинин, И. Я. Ковальская и др., 1975 г.). Интервал разреза между второй и третьей границами включает поздне-последледниковые отложения. Максимальная мощность этих образований составляет 30—40 м. Характерно плащеобразное залегание ледниковых отложений на морском дне. Аномально высокие мощности рыхлых отложений и выдержанность покрова ледниковых образований являются особенностью геологического строения подавляющей части дна Белого моря за исключением подводных районов горла Белого моря и Мезенской губы, причем эта особенность заключает в себе одно из основных различий северной и западной обрамляющей суши и морского дна. Однако следует отметить, что довольно часто мощность четвертичных отложений сильно варьирует в зависимости от донного рельефа. Отмечается тесная связь между распределением четвертичных отложений и неотектоническими структурами, в результате чего на поверхность дна выходят различные комплексы четвертичных отложений.

Общая мощность сокращенного разреза, включающего все элементы естественной стратификации, изученного прямыми геологическими методами, равняется приблизительно 7 м.

В основании разреза залегают морена последнего оледенения, вскрытая морскими буровыми скважинами преимущественно вблизи современной береговой линии. Кровля морены фиксируется донными колонками и во многих других районах. Ледниковые образования представлены песчано-глинистыми отложениями с большим количеством валунов, где грубообломочный материал составляет до 50 %. Одной из наиболее универсальных черт морены дна Белого моря является ее сухость, что наряду с целым рядом других признаков позволяет отнести ее к нормальным (субаэральным) ледниковым образованиям. Таким образом, сложно построенная ледниковая толща включает в себя как собственно ледниковые (моренные), так и переходные (ледниково-морские, флювиогляциальные и озерно-ледниковые) образования. Донная или основная морена резко менялась в мощности (от 5 до 30 м). Она облекает неровности дочетвертичного рельефа. Наблюдаются маломощные и прерывистые покровы абляционной морены наряду с широким и вполне закономерным развитием краевых и конечных моренных отложений. Внутренняя структура ледниковых отложений и их суммарная мощность (до 50 м) оцениваются по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования.

Редкие протяженные зоны неоднородности геоакустического разреза, интерпретируемые как внутренние несогласия толщи, свидетельствуют о ее сложной стратиграфии, а также о ее гетерогенности и разновозрастности. В условиях глубокого размыва дна в юго-западной части горла Белого моря были выявлены «аномальные» серые монотонные слабо диагенезированные глины, содержащие редкие обломки раковин морских моллюсков, предположительно отнесенные к внутримо-

ренным (межстадиальным) отложениям. Эти отложения характеризуются тремя спорово-пыльцевыми комплексами. Спектры нижней части разреза отражают ксерофитную перигляциальную фазу развития растительности с господством сосны и единично пихты и сосны сибирской. Вышележащая часть содержит возрастающее количество споровых и пыльцу сосны. Комплекс в целом, по-видимому, связан с более суровыми климатическими условиями перигляциальной зоны. Еще выше по разрезу в общем составе спектров увеличивается количество пыльца древесных пород и прежде всего ели, появляется единичная пыльца *Abies* и *Pinus* cf. *sibirica*. Все это вновь демонстрирует улучшение климатических условий.

Для всего глинистого горизонта степень фоссилизации пыльцы, видовой состав ископаемой флоры, значительное участие ксерофитных кустарничков, количественное соотношение основных доминантов, а также присутствие таких региональных экзотов, как пихта и сосна сибирская, позволяют предполагать, что время формирования изученной толщи безусловно связано с перигляциальными условиями покровного оледенения. В то же время указанные отложения древнее самых молодых образований поздневалдайского ледникового комплекса. Повторная находка аналогичных отложений, определение их геологической позиции и дальнейшее исследование может считаться важной стратиграфической проблемой для всего региона, тем более, что первые попытки сопоставления имеющихся данных наводит на мысль о корреляционной связи подморенных осадков Кольского залива рассматриваемых отложений и некоторых метастадиальных образований московского оледенения на северо-западе Русской равнины (Л. В. Калугина, А. Е. Рыбалко, Е. А. Спиридонова и др., 1979 г.; Мануйлов, Рыбалко, Спиридонова и др., 1981). Значительные мощности ледниковых отложений и повсеместное их распространение убеждают в том, что впадина Белого моря неоднократно полностью заполнялась льдами материкового оледенения, которые прерывали историю развития морского бассейна, создавая в его пределах условия аналогичные окружающим частям суши северо-европейской части СССР. Стадии отступления позднеплейстоценового оледенения фиксируются на морском дне в виде риднейтовых холмистых ледниковых аккумулятивных образований. Пояса затопленных краевых образований известны в горле Белого моря, а также в Онежской губе, где, включая в себя специфические формы Соловецкого архипелага, они прекрасно коррелируются с краевыми ледниковыми образованиями центральной и северной Карелии, а также Онежского полуострова.

На ледниковых отложениях, как правило, с размытом лежит толща поздне-послеледниковых осадков, в которых выделяются два основных и один переходный горизонт. Нижняя часть позднеледникового разреза представлена ленточноподобными слоистыми алевроглинами, причем слоистость обусловлена чередованием самих алевроглин и серых алевроглинистых песков, которые вниз по разрезу грубеют и постепенно становятся преобладающими в осадке. В наиболее полных разрезах, в верхней части толщи, слоистость постепенно пропадает и осадок превращается в монотонную пепельно-серую глину (алевроглину) мощностью 0,5—1,0 м. По всему разрезу нижней толщи наблюдается небольшая примесь гравийных зерен и отдельных галек.

В этой части разреза полностью отсутствуют включения остатков макрофауны, однако отмечается довольно широкое распространение диатомовых водорослей, а также спор и пыльцы. Полученные в самое последнее время данные позволяют считать, что на дне Кандалакшского залива вскрыт полный разрез позднеледниковых отложений, в котором выделяются все дробные возрастные интервалы от раннего до позднего дриаса.

Нижняя часть разреза достаточно полно исследована почти по всему дну Белого моря (И. К. Авилов, 1956 г.; Ф. А. Алявдин и др.,

1977 г.; Р. Н. Джиноридзе и др., 1979 г.; Е. А. Кириенко, 1977 г.; Е. С. Малясова, 1976 г.; Невеский и др., 1977). Установленный сейчас генезис позднеледниковых осадков позволяет реконструировать обширный опресненный приледниковый бассейн, развивавшийся в глубоководной впадине вслед за отступлением ледника. Развитие бассейна было неравномерным. По данным Т. Е. Ледышкиной, он испытал не менее чем двухкратное крупное колебание уровня, на что указывают «вспышки» развития диатомовой флоры позднеледниковья. Ледовый режим бассейна способствовал, по-видимому, разному грубообломочного материала. Мощность горизонта позднеледниковых осадков измеряется величиной около 3 м.

Ледниково-морские отложения занимают в разрезе четвертичных отложений дна Белого моря вполне определенное стратиграфическое положение, несмотря на сложность своего состава и фациальную изменчивость. Наибольшим распространением среди них пользуются монотонные пепельно-серые песчанистые глины и алевролиты, которые фациально замещаются ленточноподобными слоистыми образованиями, а те, в свою очередь, сменяются коричневатými «ленточными» и ленточноподобными глинами.

Ледниково-морские образования характеризуются широким гранулометрическим спектром, практически бескарбонатны, а также содержат очень мало органического углерода и аутигенного кремнезема. Минеральный состав их унаследован от морены (р-н Соловецких островов). Рассматриваемая часть позднеледникового разреза содержит ископаемый солоноватоводный арктическо-бореальный сублиторально-неритический диатомовый комплекс, где доминируют *Achnanthes tancinata*, *Chaetoceros holsalicus*, *Thalassiosira baltica*, *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*. Количество и видовой состав фораминифер в позднеледниковых осадках достаточно изменчивы. В наиболее холодные периоды среднего и позднего дриаса появляются песчаные фораминиферы *Verneulina advena*, *Trochammina* sp. *Trochammina nitida* и вид с известковой раковиной *Bolivina* sp. В аллереде, как в самом теплом периоде позднеледниковья, получили распространение только известковые фораминиферы — милиохиды (*Quinqueloculina* sp., *Quinqueloculina* aff. *candeiana*).

В ледниковых морских отложениях содержится значительное количество других микропалеонтологических остатков и в первую очередь пыльцы и спор. По данным палинологического анализа, внутри позднеледникового разреза донных отложений Белого моря (Кандалакшский залив) устанавливаются три похолодания и два потепления. В спорово-пыльцевых спектрах дриаса в целом господствует пыльца травянистых растений, тогда как в раннем дриасе пыльца древесных пород составляет всего лишь 3—10 %, в среднем дриасе 20—30 % и в верхнем дриасе 10—20 %. Преобладает пыльца берез, причем велико участие *Betula nana* и *B.* sect. *Fruticosae*. Для межстадиалов бёллинг и аллерёд типично господство пыльцы древесных пород, хотя значение их для каждого из временных интервалов не одинаково и в спектрах аллереда она составляет уже 60—70 %.

Выделяемый выше по разрезу переходный горизонт отмечается только в колонках, где представлен полный ненарушенный размытым разрез. Горизонт имеет небольшую мощность (0,5—0,7 м) и выполнен коричневыми гомогенными глинами с алевролитами. Иногда отмечается пятнистая или полосчатая окраска осадков, что, по-видимому, обусловлено изменениями геохимической обстановки осадконакопления при прорыве морских вод во впадину Белого моря. Возраст переходного горизонта, по данным микропалеонтологических анализов, соответствует пребореалу и началу бореального периода. Этот элемент естественной стратификации донных отложений возник в связи с изменением условий осадкообразования еще в пребореале. В это время происходит соединение бассейна Белого моря с Баренцевым морем через пролив—

горло. Усиливаются гляциоизостатические поднятия дна, обуславливающие переувлажнение ранее сформировавшихся отложений, и образуются так называемые реликтовые покровы. Становление морского режима охватывает весь отрезок времени до середины бореального периода. В спорово-пыльцевых спектрах пребореального времени (Кандалакшский залив) преобладает пыльца древесных пород с содержанием трав до 25 %. Среди древесных почти в равных количествах присутствует пыльца березы и сосны.

В районах, примыкающих к южному берегу Кольского полуострова, установлено сложное строение пребореальных слоев, охарактеризованных спектрами, отражающими потепления и похолодания. Более холодные условия сопоставляются со временем стаднала пиоттино (Швеция), последриасовым похолоданием (Финляндия), переяславским похолоданием (Русская равнина).

Аналогичные отложения продолжают формироваться вплоть до первой половины бореального периода голоцена. В составе спорово-пыльцевых комплексов здесь велико участие споровых, тогда как роль древесных травянистых растений очень незначительна. Нижнеголоценовые (переходные) отложения в виде глин с коричневатым оттенком (шоколадных глин) и пепельно-серых монолитных глин прослеживаются в различных районах дна Белого моря. В комплексе диатомей пребореального времени господствуют солоновато-морские северобореальные сублиторальные виды, доминантом которых является *Hyalodiscus scoticus*. При переходе к бореальным осадкам диатомовый комплекс обретает арктические арктическо-северобореальные черты.

В южной части моря трансгрессивные нижнеголоценовые отложения содержат раковины известковых фораминифер *Ammonia neobecarii* subsp., *Elphidium* aff. *longipontis* и др. По наличию регрессивного фораминиферного комплекса в конце пребореального времени устанавливается начало регрессии Литорина.

Верхняя пачка четвертичных отложений дна Белого моря залегает, как правило, с размывом на подстилающих образованиях. Размыв четко фиксируется маломощным грубозернистым прослоем и изменением окраски отложений. Эта наиболее изученная часть разреза весьма разнородна в литологическом отношении и состоит преимущественно из темно-зеленовато-серых алевроглин и глин, фацциально замещающихся в сторону берега разнозернистыми песками. В замкнутых котловинах дна накапливалась черная глина и алевриты с запахом сероводорода. Внутри верхней толщи, по литологическим данным и по данным спорово-пыльцевого анализа, фиксируются перерывы осадконакопления. Очень часто отмечаются обломки раковин морских моллюсков наряду с обилием остатков микрофауны и микрофлоры, при значительном содержании органического углерода.

Переход от раннего к среднему голоцену прослеживается в большинстве разрезов. Однако расчленение осадков среднего голоцена для Белого моря является достаточно сложным прежде всего из-за слабой выраженности климатического оптимума голоцена (атлантический период по схеме Блитта—Сериандера). Этот период в донных осадках характеризуется господством пыльцы сосны и ели с присутствием единичных пыльцевых зерен неморальных элементов флоры. С суббореальным периодом голоцена связана миграция сибирских таежных элементов флоры, когда в составе палинологических спектров появились *Abies*, *Pinus* cf. *sibirica*, *Larix*, тогда как в атлантическое время только начинает проявляться миграция таежного комплекса за счет первоначального проникновения ели. Дополнительную характеристику среднего и позднего голоценовых отложений дает диатомовый анализ. Морские комплексы диатомей существуют в донных отложениях Белого моря, начиная с бореального периода, где последовательно сменяются сублиторально-неритический, морской сублиторальный, северно- и арктическо-бореальный неритический комплексы. Морской диатомовый ком-

плекс атлантического времени содержит наибольшее для разреза количество южнобореальных форм, уменьшение которых фиксируется при переходе к суббореалу.

Количественно различаются бореальный и пребореальный комплексы фораминифер, для первого улавливаются глубоководные (холодные) и мелководные (теплые) черты. Атлантическому периоду соответствуют трансгрессии Тапес I и Тапес II, а на вторую половину суббореала приходится развитие трансгрессии Тривня, когда происходит увеличение количественного состава и видового разнообразия агглютинирующих фораминифер. Снижение указанных показателей сопоставляется с началом субатлантического периода.

Таким образом, основой стратиграфического расчленения вскрытого разреза четвертичных отложений дна Белого моря служат палинологические исследования, так как все имеющиеся образцы содержат пыльцу и споры прекрасной сохранности, хотя по разрезу наблюдается морфологическая изменчивость пыльцы и спор некоторых видов растений. Пыльца из позднеледниковых отложений, особенно дриасовых периодов, — тонкая, иногда меньших размеров, тогда как микрофоссилии голоценового возраста развиты нормально.

Палинологическая характеристика нижней части вскрытого разреза отвечает позднеледниковому времени. Здесь отчетливо выделяется чередование интервалов с господством пыльцы древесных пород и интервалов, содержащих недревесные компоненты. На основе спорово-пыльцевого анализа выделяются два периода с преобладанием бореальных элементов флоры и три периода с почти полным их отсутствием. Согласно существующим представлениям, эти интервалы отнесены к раннему дриасу, бёллингу, среднему дриасу, аллерёду и позднему дриасу. Следовательно формирование осадков, по крайней мере в северо-западной (глубоководной) части Белого моря, происходило без существенных перерывов, начиная с раннего дриаса.

Стратификация послеледниковых осадков полностью совпадает с зонированием, принятым для окружающей суши (пребореал, бореал, атлантика, суббореал и субатлантика). В последнее время получен ряд датировок абсолютного возраста по результатам анализа донных колонок различных частей Белого моря, а также приморских разрезов коррелятных донным четвертичным отложениям. В качестве примеров можно указать, что пески с редкой галькой и битой ракушей на глубине от 0 до 80 см по разрезу от поверхности дна датируются как $8300 \pm \pm 500$ лет (МГУ-ИОАН-25). Там же вблизи Анзерского острова в 17-метровом донном разрезе возраст горизонта (0,8—1,5 м), представленного серыми илами, определяется в 9330 ± 120 лет (МГУ-ИОАН-26).

БАРЕНЦЕВОМОРСКАЯ ОБЛАСТЬ

До недавнего времени наиболее достоверные и многочисленные сведения литологического, стратиграфического, генетического и палеогеографического содержания существовали для завершающих этапов формирования донных четвертичных отложений, представленных в маломощных разрезах преимущественно южной и западной частей шельфа (Кленова, 1960; В. Д. Дибнер, 1968 г.; Г. Г. Матишов, 1977 г.; М. А. Спиридонов и др., 1966 г.; Хитрова и др., 1974; Ignatius, 1959 г.; А. А. Котенев, 1979 г.).

При проведении непрерывного сейсмо-акустического профилирования совсем недавно было установлено прерывисто-плащеобразное залегание рыхлых отложений в южной и центральной части морского дна, где предполагаемая мощность четвертичных образований колеблется от 0 до 50 м.

Однако известные черты рыхлого покрова дна Баренцева моря, а также некоторые особенности донного рельефа (широкое распространение мореноподобных отложений, наличие ясно выраженных

систем линейных холмистых образований, напоминающих краевые ледниковые формы рельефа). позволяют всю рассматриваемую подводную территорию расценивать в качестве одного из самых грандиозных гляциальных шельфов мира.

В наиболее мощных разрезах (донных колонках), полученных для различных районов морского дна в самое последнее время (Блатчишин, Линькова, Кириллов и др., 1979), вскрываются так называемые «древние глины» видимой мощностью от 2 до 6 м. Спектр вещественного состава «древних глин» довольно разнообразен, хотя существенная глинистая составляющая, наличие переотложенного грубообломочного материала и палеонтологических остатков, а также высокая плотность в целом определяют их облик.

В зависимости от характера расположения и продолжительности, выявленных при анализе «древних глин» палеомагнитных зон, часть этих отложений по времени своего образования отнесена к эпохе Магуяма (эпизод прямой намагниченности Олдувей 2,95—2,13 млн. лет).

На дне шельфовых желобов, а также в районе центрального баренцево-морского плато в толще мореноподобных глин наблюдаются прослой (мощность до 1,3 м) осадков пониженной плотности. Как правило, прослой формируются зеленовато-серыми илами и светло-коричневыми полосчатыми глинами с остатками микрофауны арктическо-бореального типа включающей: спиккулы клоичневых губок, донные фораминиферы (*Cibicides*, *Nonionellina*, *Eponides*, *Elphidium*, *Cassidulina*, *Nonion*, *Astrononion*, *Valvulina* и др.), а также планктонные фораминиферы (*Globigerina pachyderma*, *G. bulloides*, *G. inflata*, *G. quinqueloba* и некоторые другие виды). Ископаемая диатомовая флора очень бедна в количественном и видовом отношении и представлена единичными *Porosira glacialis* (G r u n.) O r g., *Melosira sulcata* v. *biseriata* G r u n. Весьма вероятно отнесение этих осадков к межледниковым образованиям.

Типичные ледниковые (моренные) отложения хорошо изучены в южных районах шельфа, где выделяются моренные равнины мурманского и капинско-колгуевского мелководья, причем в осадках последнего прослеживается фациальный переход к ледниково-морским отложениям дна Печорской губы. На мурманском мелководье морена либо непосредственно обнажается на поверхности дна, либо вскрывается в основании разреза четвертичных отложений мощностью не более 1,5 м. Морена представлена темными разноокрашенными песчаными и глинистыми алевритами, имеющими высокую плотность и сухость. В отложениях обильно рассеян грубообломочный материал.

В глинистых разностях морены была анализирована микроструктура оптически ориентированных образцов. Оказалось возможным выделить параллельную, параллельно-волокнистую, перекрестно-волокнистую, сетчатую, чешуйчатую, натечную и пленочную структуры, которые указывают на образование осадков под сильным давлением. Соляные вытяжки из моренных отложений показали наличие среди легко растворимых солей ионов Ca^{+2} при пониженном содержании Cl^{-} , что как правило, отражает пресную среду осадконакопления.

Отложения предполагаемого ледникового генезиса лишены хлорофилла и имеют повышенную карбонатность. Рентгеноструктурный анализ и окрашивание глин указывают на присутствие в них каолинита (М. А. Ратеев, 1948 г.). Значительная часть перечисленных критериев была применена при анализе плотных глинистых осадков в основании вскрытого разреза четвертичных отложений различных районов шельфа. Оказалось, что типичные морены существуют только в юго-западной и западной частях материковой отмели, а также в пределах прибрежной отмели Новой Земли и на шпильбергенско-медвежинском мелководье, причем ледниковые отложения внутреннего шельфа непосредственно сопоставляются с калининским ледниковым горизонтом севера Русской равнины. Точечные определения подстилающих осадков дна

Печорской губы и центральной впадины Баренцева моря (М. А. Спиридонов, Е. С. Милясова, 1966 г.) показали, что здесь имели место значительные отличия процесса осадконакопления в ледниковое время, что подтверждает предположение о существовании в этих районах ледораздела шельфового ледникового покрова. Основание разреза слагают ледниково-морские и морские осадки. Глинистые фации отложений содержат, наряду с обильным обломочным материалом, ракушечный детрит и микрофауну. Солевые вытяжки дают характеристику морской среды осадконакопления. Кроме того, существенно уменьшается удельная плотность и пористость отложений, наблюдаемых по меридиональному профилю от западных промысловых банок в центральные части Западного или Медвежинского желоба. Вследствие этого глинистые отложения, выстилающие дно желоба, несмотря на их резкое отличие от современных донных осадков, должны быть отнесены к ледниково-морским.

Следует упомянуть о находке в зоне глубокого размыва на поверхности дна Канинской банки плотных морских глин, содержащих раковины *Macoma baltica* L., *Cyprina islandica* L., *Macra elliptica* Brown и обильный ракушечный детрит. Эти осадки, в достаточной мере условно, отнесены к отложениям бореальной трансгрессии, не перекрытым мореной калининского оледенения.

Перечисленные примеры, хотя и не отражают все обилие фактического материала, но позволяют отвергнуть моногенетическую интерпретацию «древних глин» дна Баренцева моря. Кроме того, напрашивается вывод о том, что даже в эпоху максимального верхнечетвертичного (калининского) оледенения на шельфе отсутствовал гигантский ледниковый щит упрощенных очертаний.

Судя по площадям распространения ледниковых отложений и крайним ледниковым аккумулятивным образованиям, существовало по крайней мере три крупных самостоятельных ледниковых покрова материковой отмели, которые в определенные этапы сливались между собой посредством контакта шельфовых льдов, находившихся в плавучем состоянии.

Льды более молодого (осташковского) оледенения, с которыми иногда сопоставляется развитие ледниковых явлений на баренцево-морском шельфе, по-видимому, не распространялись на юге за пределы воронки Белого моря.

Произведена непосредственная увязка краевых образований осташковского оледенения двинско-мезенского водораздела с затопленными холмистыми ледниковыми аккумулятивными образованиями на дне Белого моря, вытянутыми в виде пологой дуги субширотного простирания.

Юго-западные прибрежные районы Баренцева моря испытали лишь кратковременное воздействие выводных ледников, спускавшихся по губам и фиордам, что подтверждается наличием конечно-моренных валов в устьевых частях последних.

Не вызывают сомнения особые условия развития оледенений в осташковское время на Крайнем Севере и северо-западе баренцево-морского шельфа, где существовала высоко поднятая и глубоко расчлененная арктическая суша. История геологического развития значительной части шельфа в поздне- и послеледниковое время представляется сейчас вполне отчетливо на основании изучения разрезов грунтовых колонок (Б. Н. Котнев, 1979 г.; М. А. Спиридонов, Е. С. Малясова, 1967 г.). Выводные ледники позднеледникового времени (готигляциал) не выходили за пределы губ и заливов, в результате значительная часть разреза донных колонок (нижние 2/3) представляет собой морские отложения готигляциальной трансгрессии, переслаивающиеся с ледниково-морскими отложениями и перекрытые осадками трансгрессии порландия.

В разрезе позднего плейстоцена баренцевоморского шельфа почти повсеместно (для исследованных районов) отмечается присутствие своеобразной пачки позднеледниковых полосчатых глин. Позднеледниковые осадки наиболее полно представлены в желобах Альбанова и Норджанском. Иногда в колонках наблюдаются прослой типичных ленточных глин, а также плохо сортированных алевроитов с большой примесью дресвы и мелкого щебня.

В осадках последледниковья выделяется несколько спорово-пыльцевых комплексов. Нижняя часть разреза характеризуется преобладанием спор от 50 до 90 %. Древесные породы представлены пыльцой березы, среди которых *Betula sec. Nanae* достигает 80 %. Содержание пыльцы сосны и ели колеблется в пределах 2—10 %. Пыльца травянистой растительности довольно разнообразна при постоянном господстве *Artemisia* (до 80 %). Среди споровых доминируют *Polypodiaceae*, *Sphagnum*. Во всех образцах содержатся таежные и тундровые виды плаунов и единичные споры *Botrychium* и *Selaginella selaginoides*. Описанный спорово-пыльцевой комплекс прослеживается в разрезе на глубине от 220 до 90 см ниже поверхности дна и характеризует приледниковый тип растительности, сопоставляемый по времени образования с ранним дриасом.

Микрофауна в этой части разреза отсутствует, и лишь верхняя часть слоя содержит диатомовую флору *Melosira sulcata* (Ehr) Ktz., *M. sulcata* v. *biseriata* Grun., *M. sulcata* v. *crenulata* Grun., представленную сублиторальными видами, характерными для позднеледникового времени.

Глинистые осадки в интервале от 90 до 40 см относятся по времени к трансгрессии Портландии и характеризуются четырьмя спорово-пыльцевыми комплексами. Первый (нижний) комплекс указывает на попеременное господство пыльцы сосны и березы (40—50 %). Пыльца ольхи и ели не превышает 6—7 %. Среди трав господствуют *Artemisia* и постоянно присутствует пыльца разнотравья. Споровые представлены в основном папоротниками, мхами и таежными видами плаунов. Второй спорово-пыльцевой комплекс характеризуется господством пыльцы березы, где доминирует ее кустарниковая форма. Среди трав несколько возрастает роль мезофильного разнотравья. Споры плаунов представлены не только лесными, но и тундровыми видами. Третий спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием пыльцы сосны и ели (30—40 % и 20—22 %). Возрастает участие пыльцы древовидной формы березы. Четвертый комплекс приближается по своей характеристике к тому, что было обнаружено во втором спорово-пыльцевом комплексе морских осадков.

Первый спорово-пыльцевой комплекс морских отложений трансгрессии Портландия может быть сопоставлен с аллерёдом-1. Второй, или средний, скорее всего отвечает среднему дриасу. Третий — увязывается с интервалом аллерёд-2. И, наконец, четвертый спорово-пыльцевой комплекс отвечает позднему дриасу. В слое морских отложений содержится значительное количество микрофауны (50—100 экз. на 50 г осадка). Причем улучшение климатических условий при переходе раннего дриаса к аллерёду-1 нашло отражение в разном увеличении видового состава фораминифер (интервал 116—100 см). Здесь присутствуют *Buccella* sp., *Cibicides* sp., *Melonis barleanus*, *Cassidulina norcrossi* и др.

Соответствующим образом реагировал на изменения условий осадконакопления состав диатомовой флоры. Каждая волна потепления или похолодания фиксируется в составе ископаемых органических остатков, что позволяет сопоставить между собой результаты различных анализов.

Уже при первых наблюдениях естественной стратификации донных колонок Баренцева моря М. В. Кленова обратила внимание на сохранность следов неоднократно повторяющихся перерывов в процессе осадконакопления. Особенно четко прослеживаются размыты и в верхней

части разреза четвертичных отложений шельфа. Размывы, как правило, связаны со сменой трансгрессивных ритмов осадконакопления в голоцене.

Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, нижнюю часть слоя морских отложений, перекрывающую с размывом позднеледниковые осадки, можно сопоставить с концом трансгрессии Литорина и началом трансгрессии Фолес. Обмеление бассейна на рубеже времени Литорина и Фолес обусловило прогревание вод на шельфе, что, в свою очередь, способствовало широкому развитию диатомовой флоры, представленной как солоноватоводными, морскими, так и пресноводно-соленоводными формами — *Melosira moniliformis* (O. Müll) Ag., *Coscinodiscus asteromphalus* Ehg., *Cocconeis placentula* Ehg. и др.

В то же время, обмеление бассейна явилось следствием резкого сокращения количественного и видового состава микрофауны, где сохраняются только эврибатные формы *Nonionella labradorica* и *Melonis barleanus*.

В осадках трансгрессии Фолес в большом количестве содержится пыльца сосны (70—80%), но сокращается количество пыльцы березы, среди которой доминирует древовидная форма. Процентное содержание пыльцы ели очень невелико, а пыльца ольхи встречается лишь спорадически. Среди споровых преобладают папоротниковые. Одновременно в осадках содержится большое количество песчаных форм фораминифер, обитателей глубин более 200 м. Увеличение глубин и сходные с современными гидродинамические процессы не способствовали, по-видимому, захоронению в осадках створок диатомей.

Режим осадконакопления в бассейне Фолес знаменует собой окончательный переход к послеледниковому (современному) этапу развития баренцевоморского шельфа.

В связи с особыми условиями питания осадочным материалом, активной гидродинамикой и определяющим влиянием преимущественного тектонического поднятия современные донные осадки имеют прерывистое распространение и исключительно малые мощности. Они абсолютно не затронуты процессами литогенеза, сильно увлажнены, благодаря высокой пористости и малой плотности и, наконец, сильно засолены. Донные отложения баренцевоморского шельфа характеризуются, по крайней мере, двумя спорово-пыльцевыми комплексами. Один из них сопоставляется со временем климатического оптимума голоцена (трансгрессия Тапес), что подтверждается развитием микрофауны атлантического облика. Особенности другого спорово-пыльцевого комплекса указывают на изменения климатических условий, связанные с переходом к суббореальной обстановке, сопоставляемой с развитием трансгрессии Травия и Остреа.

Одна из самых длинных донных колонок получена в районе Гусиног желоба в восточной части баренцевоморского шельфа. Более чем 9-метровый разрез четвертичных отложений в интервале от 0 до 459 см представлен зеленовато-серыми глинистыми алевритами, включающими обрывки водорослей, а в средней части интервала единичные створки плохой сохранности *Portlandia* sp. и *Joldiella* sp. Ниже вскрывается серая слабо уплотненная алевритистая глина, содержащая раковины *Portlandia arctica* (Gray), *Joldiella lenticula* (Möller), *Propeamusium groenlandicus* (Sowerby), а также единичные *Cylichna alba* (Brown), *Yoldia limatula hyperborea* (Koven) Torgell и др.

Спорово-пыльцевые спектры изученного разреза характеризуются большим количеством пыльцы и спор, синхронных отложениям, а также изобилием переотложенных мезозойских форм. Были выделены три типа спектров, которые характеризуют две толщи — нижнюю с большим содержанием спор и верхнюю с большим содержанием пыльцы древесных пород. Формирование осадков нижней части колонки, по-видимому, совпадает с позднеледниковым временем. Накопление отложений

верхней части колонки происходило, вероятно, в условиях потепления климата в голоцене.

Таким образом, становится очевидным, что позднеплейстоценовая и голоценовая история баренцевоморского шельфа в настоящее время представляется отчетливо не только в общих чертах, но и в деталях, относящихся к условиям и времени формирования отдельных слоев и горизонтов, что способствует ихдробному стратиграфическому расчленению и увязке с окружающей сушей.

АРКТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

По условиям осадкообразования в арктических морях выделяются мелководная и глубоководная зоны, отличающиеся не только составом, но и строением донных отложений.

Мелководная зона представлена участками с глубинами менее 100 м и отличается преимущественно активной гидродинамической деятельностью. Для этой зоны характерно неоднократное осушение (полностью или частично) в течение позднечетвертичного времени, и, следовательно, неоднократное изменение условий осадкообразования, что нашло прямое отражение в изменении характера естественной стратиграфии.

Глубоководная зона занимает участки, расположенные на глубинах более 100 м. Для нее характерна слабая активность водных масс и устойчивая аккумуляция осадков с конца калининского времени (в пределах всей области) и в течение почти всего позднечетвертичного времени (в наиболее глубоководных ее участках — желобах и впадинах). Вследствие этого изменения условий осадкообразования были здесь сравнительно незначительными.

В глубоководной зоне с помощью прямых методов вскрыт и изучен разрез голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений. Голоценовые отложения представлены тремя основными горизонтами преимущественно глинистых и алеврито-глинистых осадков. В разрезе стратифицированном в основном по внешним признакам сверху вниз выделяются: слой верхних коричневых, зеленовато-серых и серых осадков и слой нижних (погребенных) коричневых осадков. Верхний горизонт коричневых осадков распространен почти повсеместно, мощность его колеблется от 20 до 40 см в северной части желоба Св. Анны до 1,0—0,5 см в южных районах сибирского шельфа. Во многих колонках, полученных главным образом в северных районах Карского моря и моря Лаптевых, на контакте коричневых и зеленовато-серых осадков присутствует прослой диагенетически измененных уплотненных осадков охристо-оранжевого цвета, обогащенных железом и марганцем.

Диагенетически изменен и второй погребенный горизонт коричневых осадков. Формирование измененных и обогащенных железом и марганцем осадков, как указывает М. М. Ермолаев (1948 г.), связано с усилением поступления в арктические моря атлантических вод, а также с некоторым потеплением климата. По расчетам распределения радия в осадках желоба Св. Анны, последнее усиленное проникновение атлантических вод в Карское море произошло 3—5 тыс. лет назад. Формирование же второго погребенного горизонта диагенетически измененных коричневых осадков имело место 9—12 тыс. лет назад. Таким образом, выявленные слои коричневых осадков являются маркирующими образованиями голоценового разреза глубоководных районов дна в морях арктического шельфа.

Верхнеплейстоценовые отложения в пределах глубоководной зоны вскрыты к настоящему времени грунтовыми трубками более чем в двадцати пунктах Карского моря. В некоторых колонках из желоба Св. Анны и Новоземельской впадины они вскрываются под голоценовыми осадками на глубине 3,5 м. Здесь в разрезе донных четвертичных отложений под вторым погребенным слоем современных коричневых

осадков формировавшихся 9—12 тыс. лет назад, залегают светло-серые и темно-серые мягкие глинистые отложения предположительно сартанского времени. Верхний слой этих отложений характеризуется увеличением алевритистой составляющей и формировался, по-видимому, при более низком уровне моря по сравнению с современным. Наименьшая мощность отложений составляет 25 см. В Новоземельской впадине в этих отложениях содержится гравий и единичная галька. Ниже залегают отложения предположительно каргинского времени, представленные коричневыми либо серовато-желтыми глинами и подстилающими их серыми глинистыми отложениями. Их наименьшая установленная мощность 30 см. Разрез верхнеплейстоценовых отложений, вскрытый колонками, заканчивается темно-серыми алеврито-глинистыми отложениями зырянского времени. Эти отложения отличаются вязкостью, постепенной уплотненностью вниз по разрезу и изменениями минерального и химического состава по сравнению с вышележащими осадками. Формирование их произошло в условиях, когда уровень моря был понижен по сравнению с современным предположительно на 200 м. В одном из известных разрезов мощность темносерых отложений составляет 130 см. На нижнем срезе колонки вскрыт охристо-желтый алеврит, который является, по-видимому, самой верхней частью слоя коричневых и желтых осадков, относящегося по времени формирования, вероятнее всего, к зырянскому межстадиалу.

В пределах мелководной зоны шельфовых арктических морей грунтовыми трубками также вскрыты голоценовые и верхнеплейстоценовые отложения, отличающиеся значительной пестротой гранулярного состава (от песчаных до глинистых). В течение голоцена отдельные участки мелководий испытали неоднократные изменения условий осадконакопления, неравнозначные по своему характеру, что определило формирование осадков различного вещественного состава.

Верхний горизонт коричневых осадков прослеживается здесь также почти повсеместно, но мощность его значительно меньше, чем в мелководной зоне от 1 см в Карском море до нескольких миллиметров в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, причем в зоне наибольшего опреснения он вообще отсутствует.

Второй простой диагенетически измененных охристо-оранжевых или коричневых осадков в разрезе четвертичных отложений мелководной зоны отсутствует, что, по-видимому, связано в арктических морях с изменением береговой линии и сокращениями площади шельфа, когда формирование этих осадков было невозможно по причине субэаральных условий. Эти условия существовали на шельфе 3—5 тыс. лет назад.

Мощности голоценовых отложений в целом различны и на отдельных участках с преобладанием аккумуляции превышают 10 м.

Верхнеплейстоценовые отложения в пределах мелководной зоны вскрыты грунтовыми трубками лишь на участках с маломощными (порядка нескольких десятков сантиметров) покровом голоценовых отложений. Верхнеплейстоценовые отложения представлены серыми и темно-серыми, иногда буровато-коричневыми глинами, реже алевритами и алевритистыми песками, резко отличающимися от мягких или полужидких голоценовых осадков весьма высокой плотностью и меньшей влажностью. Эти отложения имеют явные признаки диагенетических изменений, которым они могли подвергнуться лишь в субэаральных условиях. Сделанное предположение подтверждается тем, что большинство вскрытых разрезов в уплотненных верхнеплейстоценовых отложениях располагается в мелководной зоне арктического шельфа, т. е. южнее уровней затопленной береговой линии, особенно четко прослеживаемой в Карском море. По существующим в настоящее время представлениям здесь была суша в конце позднего плейстоцена.

В море Лаптевых, западнее Ляховских островов, изучен разрез четвертичных отложений, представленный серым и темно-серым глинистым алевритом, в нижней части уплотненным и тонкослоистым (Хит-

рова, Куликов, 1974). Палинологический анализ показал высокое содержание пыльцы и спор. Общий состав выделенных спорово-пыльцевых спектров отличается значительным преобладанием споровых растений (50—68 %) над пыльцой недревесных растений (6,8—22,4 %) и пыльцой древесных пород (16,8—42 %).

Полученные данные позволяют предполагать, что формирование южной части вскрытого разреза, где отмечается высокое содержание спор при значительном участии пыльцы кустарниковых видов березы, ольховника, вересковых и трав, происходило при более суровых климатических условиях, чем условия осадконакопления перекрывающих отложений. Последние включают преобладающую пыльцу кедрового стланика при наличии пыльцы березы и ольхи с сохранением высокого содержания спор. Высказывается мнение об отнесении нижнего горизонта четвертичных отложений к концу позднего плейстоцена — раннему голоцену, а верхняя часть разреза сопоставляется с голоценом.

ЧЕРНОМОРСКО-АЗОВСКАЯ ОБЛАСТЬ

Изученность верхов осадочной толщи, залегающей на дне Черного моря, сейчас такова, что позволяет дать представление о стратиграфии этих отложений в объеме всей четвертичной системы.

Из пробуренных в Черном море трех скважин четвертичные отложения палинологически были изучены в двух: скв. 379 — в восточной части и скв. 380 — в приборосфорском районе глубоководной впадины. Наиболее глубокой является вторая скважина, вскрывшая непрерывный разрез и прошедшая по породам 1073,5 м. Она же вошла и в наиболее древние из вскрытых бурением отложений глубоководной впадины Черного моря. Что же касается скв. 379, то она и на глубине 624 м не вышла из верхнечаудинских отложений.

В основании вскрытого в настоящее время разреза глубоководных отложений Черного моря (рис. 12) выделяется мощная (свыше 400 м) толща главным образом глинистых отложений верхнего миоцена и плиоцена. Если для миоцена (сармата) характерен богатый и разнообразный комплекс пыльцы в основном древесной растительности, характеризующей тепло-умеренно-субтропическую флору, то для отложения плиоцена (627—741 м от поверхности дна) трудно сказать что-либо определенное ввиду очень плохой сохранности пыльцы. Однако можно предполагать, что в целом для плиоцена, начиная с ионта, значительно возрастает в спектре участие недревесной растительности, что подтверждает существующие мнения о господстве на окружающей суши степей.

В верхней части этой толщи выделяется горизонт (627—699 м), который включает не только верхнеплейстоценовые куяльницкие слои, но и, как мы считаем, гурийские (интервал 660—627 м), т. е. зоплейстоценовые (И. И. Краснов, К. В. Никифорова, 1973 г.). Здесь происходит постепенное обеднение видового и родового состава пыльцы. Существенно увеличивается в спектрах роль недревесных растений. Однако в составе пыльцы древесных пород еще значительно участие элементов палеоген-неогеновой флоры, хотя наиболее теплолюбивые выпадают из спектров.

В интервале 665—627 м от поверхности дна сохранность пыльцы еще хуже и ее очень мало. В некоторых образцах наблюдается увеличение пыльцы, причем главным образом за счет трав, среди которых доминирует пыльца различных видов *Chenopodiaceae* и других травянистых растений. Среди древесных преобладают *Pinus* и реже *Betula*. Единично отмечены *Ulmus* и *Quercus*. Отложения этого горизонта относятся уже к низам нижнего плейстоцена и рассматриваются нами как аналог нижнечаудинских слоев.

Приведенный комплекс отражает умеренно-холодную (перигляциальную) флору, типичную для плейстоцена южной части Русской рав-

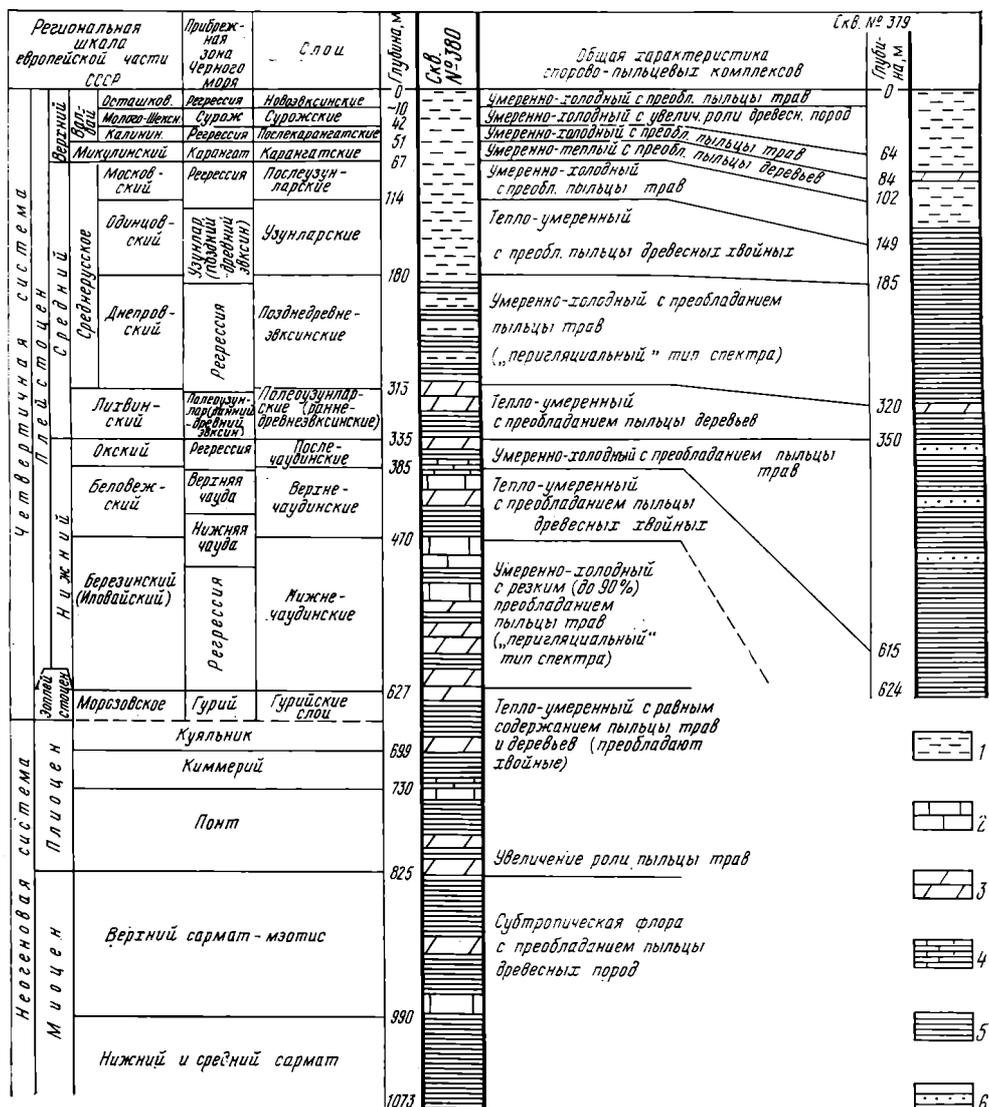


Рис. 12. Схема стратиграфического расчленения разрезов плиоцен-четвертичных отложений глубоководной впадины Черного моря

1 — глинистые илы, 2 — известняки, 3 — мергели, 4 — известковые глины, 5 — глины и аргиллиты, 6 — прослой алевритов и песчанистых глин (турбидитоподобные осадки)

нины. При этом хотелось бы отметить, что нижнеплейстоценовое похолодание совершенно изменило характер растительного покрова Причерноморья. Большинство субтропических форм закончило свое существование в этих районах в плиоцене, флора этого времени была очень бедна и представлена главным образом травянистыми формами. Лесные сообщества сохранялись лишь в наиболее благоприятных местобитаниях, в горных рефугиумах, а основная часть окружающих территорий была занята степными группировками. Такой тип растений был характерен для всех эпох оледенений плейстоцена.

Выше уровня 465 м выделяются верхнечаудинские слои нижнего плейстоцена, кровля которых фиксируется у отметок 399 м. Нижние горизонты этой толщи содержат комплекс тепло-умеренной флоры. Преобладают хвойные *Pinus*, *Abies*, *Picea*. Характерна пыльца *Tsuga*. Лиственные породы представлены пыльцой *Quercus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Tilia*. Среди трав господствуют *Chenopodiaceae*. Вверх по разрезу начинается чередование спорово-пыльцевых спектров, в которых преоблада-

ет то пыльца деревьев, то трав. При этом постепенно происходит уменьшение роли хвойных в составе спектров и увеличение роли широколиственных пород.

Флора верхнечаудинского периода в истории Причерноморья в известной мере типична для межледниковых эпох плейстоцена. В такие периоды в растительном покрове преобладали лесные формации сложного флористического состава и экологии. В то же время и степные ассоциации играли заметную роль. В течение плейстоцена происходило постепенное обеднение флоры древесных пород за счет термофильных элементов (субтропических лиственных, экзотических хвойных и т. д.). Это явилось следствием многократных оледенений. Одновременно с этим увеличивалось разнообразие флоры травянистых растений. Последние образовали растительные сообщества (луга и степи), занимавшие обширные площади и во время межледниковий, а во время оледенений господствовавшие почти безраздельно.

В интервале глубин 365—385 м от поверхности дна верхнечаудинский горизонт венчается слоями с умеренно-холодной флорой перигляциального типа. Сохранность пыльцы очень плохая, много переотложенной. Эти слои, по-видимому, отвечают по времени окскому стадиалу на севере Русской равнины и миндельскому (или эльстерскому) стадиалу северо-западной Европы. Они накапливались в условиях соответствующих этому стадиалу миндельской регрессии Мирового океана и Черного моря. В связи с этим их аналоги отсутствуют в разрезах отложений прибрежной зоны Черного моря, слагающих морские террасы. Однако в последние годы на болгарском шельфе Черного моря в интервале глубин 90—100 м грунтовыми трубками были вскрыты прибрежные ракушечники с чаудинской фауной (Говберг и др., 1979) и более глубоководные илы с комплексом спор и пыльцы, сходным с вышеописанным (Чернышева, 1980). Это дает основание сейчас уверенно выделять слои отвечающие регрессивным стадиям Чаудинского бассейна в Черноморской впадине.

По-видимому, аналоги верхнечаудинских слоев, вскрыты на забое скв. 379 в восточной части впадины Черного моря. Однако здесь они залегают на глубинах свыше 600 м от поверхности дна.

Новая смена спорово-пыльцевого комплекса происходит на глубине около 360—365 м от поверхности дна. Выше этого уровня распространены отложения, спорово-пыльцевые комплексы которых характеризуют умеренно-теплолюбивую флору. В спектрах преобладает пыльца древесных пород, но участие трав остается значительным (до 30 %). Среди голосеменных, преобладающих в нижней части описываемого горизонта, основное значение имеет пыльца сосен из секций *Eupitys* и *Cembrae*. Заметное участие в составе спектров принимает пыльца темнохвойных *Abies* cf. *Albae* и *A.* cf. *nordmanniana*, *Picea* sect. *Eupitys*. Характерно присутствие таксолиевых, главным образом *Cryptomeria japonica*. Среди лиственных пород деревьев преобладают *Betula*, *Ulmus*, *Quercus*, *Carpinus*. В верхней части данного горизонта начинает преобладать пыльца покрытосеменных. Здесь также наблюдается высокое содержание пыльцы таксолиевых.

На глубине около 300 м от поверхности дна происходят значительные изменения в разрезе отложений приборосфорской скв. 380, разрез которой мы в основном и описываем. Здесь, выше 300 м резко убывает содержание карбонатных отложений. Весь разрез более молодых четвертичных осадков является по существу терригенным. Надо отметить, что в восточной части впадины, где практически весь вскрытый разрез является сплошь терригенным, такие изменения выражены значительно слабее.

Начиная с отметки 313 м и выше в приборосфорском районе залегают более чем 100-метровая толща отложений, палинологические комплексы которых, содержащие умеренно-холодную флору перигляциального типа, сходны с описанными ранее комплексами из отложений времени

оледенений. В них доминирует пыльца трав, а среди последних — *Cheporodiaceae*.

В некоторых образцах наблюдается повышение содержания пыльцы древесных пород, главным образом за счет сосны. Пыльца широколиственных пород встречается редко.

Эти слои, кровля которых в приборосфорском районе фиксируется на глубине 180 м от поверхности дна, накапливались в период максимального (днепровского) оледенения. Они являются аналогами поздних древнеэвксинских слоев черноморского разреза. Горизонт, соответствующий описанному, в разрезе осадков восточной части Черного моря залегает на глубине 320—182 м от дна.

Стратиграфически выше, в интервале 114—180 м у Босфора (и 149—185 м на востоке) выделяются слои, накапливавшиеся в более оптимальных климатических условиях, которые мы отождествляем с узунларским горизонтом отложений прибрежной зоны Черного моря. По-видимому, они отвечают одицовскому межстадиалу. В спорово-пыльцевых спектрах здесь доминирует пыльца древесных пород, среди которых преобладают хвойные, главным образом сосны, существенную роль играют *Abies* и *Picea*. Очень характерно значительное участие пыльцы *Taxodiaceae*. Состав древесных покрытосеменных разнообразен. Преобладает пыльца *Carpinus* несколько меньше *Quercus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Alnus*, *Betula*. В интервале 114—133 м (скв. 380) в спорово-пыльцевых спектрах наблюдается увеличение содержания пыльцы трав и сокращение пыльцы термофильных пород. Выше вновь возрастает концентрация пыльцы с преобладанием древесных пород — широколиственных и таксодиевых. Таким образом, в узунларское время хорошо выражены две теплые фазы, разделенные кратковременным похолоданием.

Выше отметок 114 м от поверхности дна у Босфора (и 149 м на востоке) палинологический комплекс залегающих здесь отложений меняется. Он вновь становится почти аналогичным древнеэвксинскому. По-видимому, эти слои, которые мы выделяем как послеузунларские, накапливались в условиях более сурового климата, чем тот, который был в узунларское время. Эти условия в Черном море скорее всего отвечают московскому стадиалу Русской равнины. Здесь резко сокращается концентрация пыльцы и ухудшается ее сохранность, появляется большое количество переотложенных спор и пыльцы, в спектрах основное значение приобретают полыни и лебедовые. Отложения послеузунларского горизонта, в палинологическом комплексе которых преобладают элементы перигляциальной растительности, прослеживаются вверх по разрезу до отметок 67 м на западе и около 100 м на востоке.

Над послеузунларскими слоями залегает сравнительно маломощный, но очень хорошо выделяющийся по спорам и пыльце горизонт карангатских отложений, с которых начинается разрез верхнего плейстоцена. Кровля карангатских слоев залегает на глубине 51 м в районе Босфора и на глубине 84 м в восточной части впадины. Эти слои содержат очень много пыльцы прекрасной сохранности. Карангатские палинологические комплексы характеризуются богатым флористическим составом. В нижней части карангатских отложений (скв. 379) преобладает сосна, значительное участие в спектрах принимают ель и пихта. Пыльца широколиственных встречается единично. Вверх по разрезу возрастает участие широколиственных (в сумме до 55 %). В нижней части преобладают *Ulmus scarba* Mill. и *Fagus silvatica* Z. Вверх по разрезу участие *Ulmus* сокращается, а *Fagus* достигает максимума. В верхах также господствующими становятся *Carpinus* и *Alnus*. В спектрах образцов карангатских отложений из скв. 380 в большом количестве содержится пыльца дуба. Все это отвечает нашему представлению о карангатских слоях как аналоге микулинского межледниковья.

Богатый спорами и пылью умеренно-теплого комплекса флоры карангатский горизонт вверх по разрезу быстро замещается отложе-

ниями, характеризующимися иными комплексами. В нижней их части, на границе с карангатом наблюдается чередование слоев, характеризующихся палинокомплексами, указывающими на чередование фаз лесной и степной растительности. По-видимому, это обусловлено колебаниями климата, происходившими в начале оледенения. Верхняя часть этих слоев охарактеризована палинокомплексами степного типа, отвечающими нашему представлению о растительности перигляциальных областей во время максимума оледенения.

Таким образом, описанные отложения, выделенные нами как послекарангатские слои, отвечают по времени накопления началу последнего вюрмского (валдайского) оледенения и его первым этапам (калининский максимум). Кровля этих слоев вскрыта скв. 380 на глубине 45 м, а скв. 379 на глубине около 64 м от поверхности дна.

Вверх по разрезу палинологические комплексы снова меняются. В них увеличивается роль пыльцы древесной растительности, свидетельствующей о потеплении и увлажнении окружающей суши. Такие условия на прилегающей к Черному морю суше возникли в связи с наступлением климатического оптимума, отвечающего средневюрмскому (мологосексинскому) интерстадиалу. В соответствии с этим накапливавшиеся в тот период осадки выделяются нами как сурожские слои. Как было сказано, отложения сурожского горизонта по сравнению с верхней частью послекарангатских слоев характеризуются увеличением количества пыльцы древесных пород, хотя в целом палинокомплексы умеренно-холодные, с преобладанием пыльцы трав, причем разнообразно и обильно представлено разнотравье.

Отложения с таким комплексом, а следовательно и сурожские слои, прослеживаются в приборосфорском районе до глубин 8—9 м от поверхности дна, т. е. до той глубины, с которой практически началось изучение керна при глубоководном бурении.

Далее мы переходим к описанию толщи осадков Черного моря.

В основании вскрытого грунтовыми трубками разреза позднечетвертичных отложений Черного моря выделяются так называемые тарханкутские слои, представленные терригенными глинистыми илами. Возраст наиболее древних из вскрытых трубками отложений колеблется в интервале 25—22 тыс. лет (Degens, Ross, 1972). Таков, очевидно, возраст тарханкутского горизонта.

Эти слои, характеризующиеся смешанной средиземноморско-каспийской фауной, были в свое время выделены в толще прибрежных осадков северо-западного шельфа Л. А. Невеской (1961 г.) на глубинах порядка 30 м, что указывает на близкий к современному, но вероятно более низкий уровень тарханкутского бассейна. В последнее время она же (1974 г.), определив обломки моллюсков в глубоководных осадках впадины Черного моря, установила наличие этих слоев в самых низах колонок грунта, полученных Е. Дегенсом и Д. Россом. Эти авторы, кстати, считают, что тарханкутские осадки, возраст кровли которых колеблется около 22 тыс. лет, накапливались в «морскую стадию» Черного моря, когда, по-видимому, имел место приток средиземноморских вод в этот бассейн.

Вверх по разрезу позднечетвертичных отложений Черного моря над тарханкутскими, залегают каркинитские слои, представленные в глубоководной впадине терригенными глинистыми илами, а на шельфе песками с ракушей. Эти осадки выделяются Л. А. Невеской (1961, 1974 гг.) по комплексу фауны, в котором резко доминируют солоноводные каспийские виды моллюсков. Каркинитские отложения накапливались в период, когда уровень Черного моря начал понижаться и упал настолько низко, что началось его опреснение в результате прекращения подачи средиземноморских вод. Такое представление соответствует мнению Е. Дегенса и Д. Росса (Degens, Ross, 1972) о том, что, начиная с 22 тыс. лет назад (возраст кровли тарханкутских и подошвы каркинитских слоев) наступила «озерная стадия» развития Черного моря.

Тем самым тарханкутские и каркинитские слои оказываются не послекарангатскими (как полагала вначале Л. А. Невеская), а средне- и послесреднеюрмскими, являющимися аналогами сурожских слоев, выделенных среди морских прибрежных отложений Г. И. Поповым (1973).

В последнее время морские более глубоководные аналоги сурожских слоев, представленных илами с раковинами *Dreissena rostriformis*, имеющими абсолютный возраст $27\ 295 \pm 120$ лет, и соответствующим комплексом спор и пыльцы, вскрыты в краевой зоне шельфа Болгарии на глубине около 5 м от поверхности дна (Н. В. Комаров и др., 1979; М. В. Купцов и др., 1979 г.). Выделение таких слоев совершенно закономерно, так как отражает среднеюрмское потепление и повышение уровня океана (Каплин, Невеский, 1976) и Черного моря. Появление же среднеюрмских («сурожских») отложений над уровнем нынешнего Черного моря безусловно связано с поднятием его берегов, особенно в пределах Керченского и Таманского полуостровов.

Своего максимума послесреднеюрмская регрессия Черного моря достигла 17—18 тыс. лет назад. К этому моменту уровень бассейна располагался на глубинах —80 или даже —90 м. Данный рубеж представляется естественной кровлей каркинитских слоев.

Непосредственно стратиграфически выше каркинитских слоев залегает один из основных горизонтов позднечетвертичного разреза — новозвксинский. В основании этого горизонта залегают отложения, накопившиеся при наиболее низком верхнеюрмском уровне моря. В разрезах края шельфа этот базальный горизонт хорошо фиксируется, так как представлен песчано-галечными и ракушечными отложениями прибрежного типа. В разрезах средней части шельфа и прибрежной зоны этому времени отвечает перерыв в накоплении морских осадков.

Описанный выше базальный горизонт слагает лишь небольшую часть новозвксинского горизонта. Вся середина и верхи его являются трансгрессивной серией осадков. Анализ разрезов края шельфа показывает, что подъем уровня Черного моря (а следовательно и накопление этой серии) начался в интервале 12—15 тыс. лет назад. Отложения трансгрессивной части новозвксинского горизонта в глубоководной впадине представлены терригенными глинистыми часто гидротроилантовыми илами, а на северо-западе бурыми окисленными илами, для большей части которых характерна бедность остатками преимущественно переотложенных организмов. На краю шельфа большая часть новозвксинского горизонта также представлена глинистыми илами, но в прибрежной части шельфа преобладают прибрежные ракушечные отложения со значительной примесью песка и даже гальки. В прибрежной зоне среди новозвксинских осадков появляются и линзы лагунных илов, описанные Е. Н. Невеским (1967 г.).

Для большей части новозвксинских слоев, залегающих на шельфе, характерно присутствие моллюсков по существу только одного рода *Dreissena*. На краю шельфа это *Dreissena rostriformis*, а на прибрежном шельфе *Dreissena polymorpha*. Этот факт, а также данные об изотопном составе кислорода в карбонатах рассматриваемых осадков свидетельствуют (*Degens, Ross, 1972*) о том, что первоначально новозвксинская трансгрессия Черного моря шла без изменения солёности этого бассейна, то есть за счет усиления притока пресных вод с суши. Следует добавить, что сейчас, в связи с новыми данными о глубине вреза в коренные породы долины Босфора (*Sholten, 1974 г.*), по иному представляется вопрос об изоляции и соединении Черного и Средиземного морей. По-видимому, в период позднеюрской регрессии Босфор продолжал существовать как пролив, однако через него шел лишь односторонний сток (*П. В. Федоров, 1974 г.*) — из Черного моря в Средиземное.

Обращает на себя внимание тот факт, что в морских разрезах верхнечетвертичных осадков Черного моря мы не можем выделить никакой геологической границы с возрастом 10—11 тыс. лет, соответствующей принятой границе голоцена и плейстоцена. Такой рубеж фиксируется лишь по спорам и пыльце и не отвечает какому-либо глобальному событию в изменении уровня Мирового океана и Черного моря, а, следовательно, представляет собой в морских разрезах лишь изохронную поверхность. Настоящей хроностратиграфической границей — кровлей плейстоцена — выглядит описанная выше кровля новоэвксинских слоев с возрастом 7—8 тыс. лет. Это и понятно, так как данный период соответствует глобальному событию позднечетвертичной истории — концу дегляциации и резкому замедлению подъема уровня Мирового океана и связанных с ним бассейнов.

Выше новоэвксинских слоев в разрезах позднечетвертичных отложений Черного моря залегают собственно голоценовые отложения, в основании которых выделяются переходные бугазско-витаевские слои. Последние в отложениях шельфа Таманского полуострова могут быть разделены на нижний бугазский и верхний витаевский подгоризонты. На шельфе эти слои, выполненные в прибрежной зоне песчано-ракушечным материалом, а у его края глинистыми илами, хорошо выделяются по фауне моллюсков, представленной одновременно как «каспийскими» солоноватоводными, так и морскими «средиземноморскими» формами. Надо отметить, однако, что местами в разрезах края шельфа (например, у Южного Крыма), где мощности верхнечетвертичных отложений по сравнению с внутренним шельфом сокращены, смена фауны вверх по разрезу происходит так быстро, что очень трудно бывает выделить слои со смешанным комплексом моллюсков. Не всегда они наблюдаются и в глубоководных колонках, как например, в болгарском секторе Черного моря (П. Н. Куприн, В. М. Сорокин и др., 1980 г.).

Достаточно четко бугазско-витаевские слои выделяются в разрезах колонок глубоководных осадков северной части Черноморской впадины. Они содержат здесь комплекс диатомовых (Э. К. Забелина, Ф. А. Щербаков, 1975 г.; К. М. Шимкус, В. В. Мухина, Э. С. Тримонис, 1973 г.), в котором четко выражено смешение солоноватоводных и морских форм.

Верхняя граница этих слоев с более молодыми каламитскими осадками пока абсолютно не датирована. Если связывать ее, как это делаем мы, с началом периода наиболее интенсивного сапропеленакопления в Черном море, то, по-видимому, ее возраст должен колебаться в интервале 5—6 тыс. лет.

Залегающие стратиграфически выше каламитские слои отлагались в условиях собственно черноморской стадии описываемого бассейна. Они хорошо выделяются в осадках шельфа по комплексу моллюсков, полностью лишенному солоноватоводных «каспийских» форм, которые присутствуют лишь в лиманных и лагунных фациях отложений каламитского возраста. В прибрежной зоне шельфа каламитские отложения содержат богатый и разнообразный комплекс фауны, описанный Л. А. Невеской и др. (1961 г.). На краю шельфа в них присутствует лишь *Mytilus galloprovincialis* — руководящая и осадкообразующая форма. Важной особенностью каламитских осадков краевой зоны шельфа Черного моря является наличие в них (в основном в нижней половине горизонта) прослоя, обогащенного сапропелеподобным органическим веществом.

Венчается разрез позднечетвертичных донных отложений Черного моря горизонтом осадков, выделенных Л. А. Невеской как джеметинские слои. На шельфе эти слои хорошо выделяются по фауне моллюсков, которая значительно меняется с глубиной. Если в прибрежной зоне (до 50 м) это богатый комплекс разнообразных двустворок, описанный Л. А. Невеской, то глубже число видов резко уменьшается и

в осадках резко преобладает лишь *Modiola phaseolina*. В глубоководной впадине в качестве джеметинских слоев хорошо выделяются осадки, представляющие собой существенно карбонатные конколитовые (глинисто-конколитовые, или конколитово-глинистые) илы. Для этих осадков осадкообразующим компонентом являются конколиты *Emiliania huxleyi*. Такие отложения содержат также богатый комплекс морских диатомовых, среди которых, однако, отсутствуют «каламитские» океанические формы, такие как *Asleromphalus robustus*.

Переходя к стратиграфии четвертичных отложений, залегающих на дне Азовского моря, необходимо отметить прежде всего, что здесь грунтовыми трубками и скважинами были вскрыты лишь образования позднечетвертичного возраста.

Как показало бурение, проведенное в Азовском море Институтом геохимии и физики минералов АН УССР (Шнюков и др., 1974), наиболее древними из вскрытых четвертичных отложений являются глины и суглинки, содержащие смешанный «средиземноморско-каспийский» комплекс моллюсков. Здесь отмечается присутствие даже пресноводных форм. Эти глины во всем подобны описанным выше сурожским глинам Керченского пролива, тем более, что и возраст раковин, определенный по радиоуглероду В. Н. Семеновко и Н. Н. Ковалюхом (1973 г.), также колеблется в интервале 38—25 тыс. лет.

Выше описанных в Керченском проливе глин с резким размывом залегают заполняющая в основном осевую часть пролива мощная толща песчано-галечных отложений, в составе которых также встречаются как «средиземноморские», так и «каспийские» моллюски. Можно лишь отметить, что роль пресноводных форм здесь значительнее. Это проявляется, например, в большом количестве раковин *Viviparus fasciatus*.

В связи с этим мы считаем, что перерыв между описанными сурожскими глинами и стратиграфически выше залегающими песчано-галечными отложениями отвечает последнему самому низкому верхнеплейстоценовому уровню Черного моря.

В Керченском проливе происходил в это время глубокий врез. Он представлял собой долину Дона, дельта которого располагалась на черноморском шельфе к югу от пролива, а на месте Азовского моря была обширная аллювиальная равнина. Описанная грубозернистая толща сложена аллювием, накопление которого началось при подтоплении устьевой части Дона трансгрессирующим Черным морем. «Средиземноморская» фауна этих отложений в таком случае является скорее всего переотложенной из морских террасовых отложений сурожского или даже карангатского возраста. Стратиграфически выше залегают мощная и сложно построенная толща. В осевой части пролива это глины, а в прибрежных зонах в них появляется большое количество линз ракушечников, содержащих прослой торфов и оторфованных глин с остатками водорослей и фауной моллюсков, представленной переотложенными и окатанными раковинами солоноватоводных средиземноморских форм, а также непереотложенных пресноводных форм. Во впадине Азовского моря этим отложениям соответствует мощная (20—30 м) толща алевроитов и песков с многочисленными линзами глин, ракушечников и прослоями торфов, залегающая местами на размытой поверхности сурожских глин. Местами эта толща фациально замещается лёссовидными суглинками. Это континентальные отложения аллювиального комплекса, соответствующие по возрасту морским новоэвксинским слоям Черного моря. В них содержится главным образом пресноводная и частично солоноватоводная фауна моллюсков без примеси «средиземноморских» форм. Однако в ракушечных линзах можно наблюдать иногда переотложенные и окатанные остатки моллюсков «средиземноморского» комплекса. Определенный по радиоуглероду в непереотложенных раковинах дрейссен и вивипар возраст одного из нижних

горизонтов этой толщи, вскрытой скважинами в Керченском проливе, колеблется в интервале 11—12 тыс. лет и совпадает с началом черноморской трансгрессии.

Вверх по разрезу в Керченском проливе описанные глины переходят в глинисто-алевроитовые илы, содержащие только фауну солоноватоводных и пресноводных моллюсков. Мы рассматриваем эти отложения как лагунные, накапливающиеся в процессе дальнейшей подтопления устьевой части Дона трансгрессирующим Черным морем.

Выше образований, описанных в Керченском проливе и в Азовском море, залегают отложения, накапливавшиеся уже практически в морских условиях (З. П. Едигарян, И. А. Алексина и др., 1970 г.). Это алевроитово-глинистые, часто «раковинные» илы, а также ракушечники. В прибрежных частях обнаружены раковинные и терригенные пески со «средиземноморским» комплексом морских моллюсков без примеси солоноватоводных форм (Хрусталева, Щербаков, 1974). Определенный нами по керну скважин Керченского пролива возраст горизонта, охватывающего самый верхний слой лагунных и самый нижний слой морских илов, оказался равным 7,5—7,8 тыс. лет. Следовательно, смена лагунного режима в Керченском проливе и аллювиального в Азовском море на морской хорошо совпадает с концом новоэвксинского времени. Это время и надо считать началом заполнения чаши Азовского моря.

В нижней части этой морской толщи выделяются древнеазовские слои, которые на большей части Азовского моря рассматриваются как единый горизонт. Однако в южной части этого бассейна (в Керченском проливе) верхи древнеазовского горизонта определяются по более богатому комплексу «средиземноморских» моллюсков. Это так называемые канантипские слои Л. А. Невеской и др. (1961 г.). Мы считаем, что данные слои, а следовательно и вся верхняя часть древнеазовского горизонта, отвечают каламитским слоям черноморского разреза, которые также характеризуются более тепло- и солонолюбивой фауной и флорой, связанных с климатическим оптимумом. Таким образом, древнеэвксинские слои соответствуют и бугазско-витязевским, и каламитским слоям Черного моря. Это подтверждается также тем, что возраст одного из горизонтов нижней части древнеазовских илов Керченского пролива оказался равным около 6,5 тыс. лет, что как раз соответствует возрасту бугазско-витязевского горизонта в Черном море.

В осадках прилегающей к Таманскому полуострову акватории Азовского моря в верхней (соответствующей казантипским слоям) части древнеазовского горизонта выделяются песчано-ракушечные прослои, которые П. В. Федоров выделил в качестве фанагорийских слоев. Он считал их образование результатом понижения уровня как Азовского, так и Черного морей. Однако впоследствии оказалось, что такие слои не прослеживаются в толще осадков дна всей остальной акватории Азовского моря (Хрусталева, Щербаков, 1974). В связи с этим мы склонны считать фанагорийский горизонт фацией древнечерноморских илов, появившейся в их составе в связи с активными молодыми движениями тех частей дна Азовского моря, которые прилегают к Таманскому полуострову. Разрез позднечетвертичных отложений дна Азовского моря и Керченского пролива венчается осадками новоазовского горизонта, представленного на большей части акватории илами с различным количеством ракуши. В прибрежной зоне илы замещаются песками или ракушечниками береговых аккумулятивных форм. Это отложения, характеризующиеся фауной моллюсков, составляющих современные биоценозы Азовского моря, так же как и джеметинские слои в Черном море. В связи с этим мы считаем и те, и другие отложения стратиграфическими аналогами. Это подтверждается и данными о возрасте раковин моллюсков из низов новоазовского горизонта, определенного В. Н. Семененко и Н. Н. Ковалюхом (1973 г.) по радиоуглероду — 3100 ± 170 лет, что соответствует приведенным выше данным о возрасте нижней границы джеметинских слоев в осадках Черного моря.

В соответствии с этим и по аналогии с джеметинскими слоями новоазовские отложения представляют собой в полном смысле слова современные осадки, отвечающие позднеголоценовому этапу в последнеиковой истории Европы.

СТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ СССР

ОБЪЕМ И НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ГОЛОЦЕНА

Голоценовые отложения покрывают значительную часть территории СССР. Без преувеличения можно констатировать их почти повсеместное распространение, если учитывать также элювий коренных пород и почвы. Фациальный состав голоценовых осадков поражает своим разнообразием. Наибольшими мощностями (20—40 м) отличаются озерные осадки — сапропели (озера Сомино, Неро и др.). Значительные залежи торфа достигают в центральных районах России 10 м. Большие площади занимают морские, аллювиальные, склоновые и другие типы отложений голоцена.

В стратиграфическом отношении особый интерес представляют озерные и болотные осадки, интенсивно изучавшиеся с помощью палинологического, диатомового и радиоуглеродного методов. Эти же методы в сочетании с анализом фауны моллюсков и фораминифер использовались для подразделения морских голоценовых отложений. Многие типы континентальных отложений, особенно в горных и аридных областях, с трудом поддаются стратиграфическому расчленению, которое опирается иногда только на геоморфологические данные. В этих условиях принципиально важное хроностратиграфическое значение приобретают археологические памятники.

Среди хронологических критериев нами отдано предпочтение результатам радиоуглеродного датирования.

Предварительно уместно сделать некоторые терминологические замечания. Наряду с основным термином «голоцен» в литературе часто употребляют термины «позднеледниковье» и «последнеледниковье», имеющие, собственно говоря, не хроностратиграфическое, а фациально-экологическое значение (М. И. Нейштадт, 1969 г.). Позднеледниковье, на наш взгляд, эквивалентно готигляциальному этапу деградации оледенения по схеме Й. Де-Геера (Серебрянный, Раукас, 1966, 1967 гг.), тогда как в рамки последнеледниковья попадают финигляциал и последующие этапы эволюции оледенения.

Нижнюю границу позднеледниковья, исходя из сложившихся в стратиграфии норм, было бы правильно отождествлять с началом раунисского межстадиала, однако поскольку для отложений этого межстадиала получено ограниченное число возрастных определений по ^{14}C , Л. Р. Серебрянным и А. В. Раукасом (1966 г.) было предложено принять за начало готигляциала лужскую стадию, возраст которой довольно уверенно устанавливается (около 13 000 лет). Эта позиция находит подтверждение в палинологических и радиоуглеродных оценках возраста «нижнего максимума ели» (Серебрянный, 1974), а также в планетарных данных по морской, пещерной и гляциальной седиментации. Таким образом, нижняя граница позднеледниковья в нашем понимании оказывается на тысячу лет древнее, чем начало голоцена по схеме М. И. Нейштадта (1957), сопоставляемое с началом аллерёда.

Существенное значение имеет вопрос о включении позднеледниковья (готигляциала) в рамки голоцена. Многие советские исследователи вслед за М. И. Нейштадтом (1952, 1969 г.) склоняются к расширению объема голоцена. Однако есть и сторонники иной концепции, суть которой в свое время четко выразил К. К. Марков (1965). Он показал, что на рубеже поздне- и последнеледниковья (около 10 000 лет на-

зад) произошли резкие необратимые изменения в развитии природной среды и первобытного общества (например, на северо-западе Русской равнины — переход от перигляциальных ландшафтов к лесным и от позднего палеолита к мезолиту*). Эта концепция пользуется широким признанием в кругах зарубежных исследователей, которые, за редкими исключениями, отождествляют голоцен только с послеледниковым временем. Позиция М. И. Нейштадта, однако, подкрепляется тем фактом, что во многих котловинах древнеледниковых областей накопление озерно-болотных осадков восходит к началу позднеледниковья.

Окончательное решение спорного вопроса о нижней границе голоцена тесно связано с другой, не менее важной дискуссией о том, где следует проводить рубеж между оледенением и межледниковьем. До сих пор нет удовлетворительного решения этой проблемы. Если исходить из данных по гляциоэвстазии, то намечается еще одна, совершенно новая точка зрения. Уровень Мирового океана во время последнего оледенения сильно понизился (до отметки порядка 130 м), а затем стал повышаться и приблизился к нынешнему положению — около 8000 лет назад. Указанный временной рубеж совпал со значительными событиями (начало сплошного облесения и болотообразования на территории нынешней лесной зоны, широкое распространение фауны современного типа и т. д.) и, следовательно, тоже может быть принят во внимание при установлении объема голоцена.

Из трех вариантов проведения нижней границы голоцена предпочтителен средний (10 000 лет назад), по формальным соображениям. При наличии четкого хронологического и геологического обоснования увязка различных региональных схем стратиграфии голоцена не вызывает особых затруднений.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ГОЛОЦЕНА

Основы стратиграфического расчленения голоцена восходят к известной схеме А. Блитта и Р. Сернандера, которая была предложена в конце XIX в. Принятое на этой схеме разделение на климатические периоды впоследствии подверглось детализации с развитием палинологических исследований. Наряду с уточненной схемой Блитта — Сернандера существует и более дробное деление на пыльцевые зоны и подзоны, причем используется несколько классификационных систем (по М. И. Нейштадту, Л. фон Посту, Ф. Фирбасу и др.).

Уместно отметить, что все эти подразделения применялись в основном в Европе. Более общепринято предложенное М. И. Нейштадтом (1957) расчленение голоцена на поздний, средний, ранний и древний. При этом древний голоцен попадает в пределы позднеледниковья, включая аллерёд и поздний дриас общей продолжительностью 1700 лет (между 12 000 и 10 300 лет назад, по ^{14}C).

Ранний голоцен охватывает добореальный и бореальный климатические периоды, их общая продолжительность составляет примерно 2500 лет (между 10 300 и 7800 лет назад). Средний голоцен, включающий атлантический и суббореальный периоды, отождествляется с послеледниковым климатическим оптимумом, во время которого средние годовые температуры были на несколько градусов выше современных и происходило смещение природных зон к северу, завершившееся в суббореальное время.

Общую продолжительность среднего голоцена определяют в 4600 лет, если ориентироваться на предполагаемую М. И. Нейштадтом (1965) оценку возраста его верхней границы в 3200 лет. Тем не менее прежние датировки этого рубежа 2700—2800 лет все еще нередко используются исследователями и, как нам представляется, лучше увязы-

* Следует добавить также столь важный фактор, как вымирание верхнепалеолитического комплекса млекопитающих и появление комплекса современного типа.

Подразделение голоцена и позднеледниковья

Возраст, лет	Периоды, по М. И. Нейштадту	Климатические периоды, по А. Блиту и Р. Сернандеру	Пыльцевые зоны			
			по М. И. Нейштадту	по К. Йессену	по Ф. Фирбасу	по Т. Нильсону
1 000 2 000	Поздний голоцен	Субатлантический	1 2	IX	X	I
			3 4		IX	II
3 000 4 000	Средний голоцен	Суббореальный	5	VIII	VIII	III IV
		Атлантический	6 7	VII VIIa	VII	V VI
8 000 9 000 10 000	Ранний голоцен	Бореальный	8 9	VI V	V	VII VIII
		Добореальный	10	IV	IV	IX
12 000	Древний голоцен	Поздний дриас Аллерёд Средний дриас Бёллинг	11 12	III II Ic Ib	III II Ic Ib	X ^{DR3} XI ^{AL} DR3 BO
13 000		Ранний дриас		Ia	Ia	DRI

ваются с данными палеогеографии и археологии. При таком понимании средний голоцен растягивается более чем на 5000 лет.

Поздний голоцен сопоставляется только с одним климатическим периодом — субатлантическим, который продолжается и в настоящее время. В этот период произошло общее ухудшение климата и продолжалось смещение природных зон к югу, начавшееся еще в позднем суббореале. По сути дела, в основе стратиграфического подразделения голоцена лежит обособление отложений времени климатического оптимума, что позволяет установить принципиальную трехчленную схему. Именно такой подход практически реализуется во многих районах СССР. Выделение климатических периодов, пыльцевых зон и подзон обычно достигается в тех районах, где сложились определенные традиции использования палинологического метода с надежной хронологической привязкой.

В самом общем виде соотношение стратиграфических подразделений голоцена и позднеледниковья по схемам разных исследователей сведено в табл. 6. В основу сопоставления положены данные из работы М. И. Нейштадта (1969 г.).

Для всех позднеледниковых подразделений установлена хорошая сходимость возрастных определений, что стоит в прямой зависимости от палеоэкологического воздействия ледникового покрова на растительность перигляциальных областей. Именно так можно объяснить син-

хронность пыльцевых уровней даже на значительных расстояниях от ледникового края. После устранения данного влияния в послеледниковое время возросла роль локальных климатических, эдафических и миграционных факторов: соответственно можно понять расхождения в датировках пыльцевых уровней, приобретающих «скользящий» характер.

На этой особенности акцентировал внимание Э. Ю. Саммет (1972 г.), позиция которого, на наш взгляд, требует лишь некоторого уточнения. С уменьшением возраста пыльцевых рубежей голоцена расхождения в датировках по ^{14}C не уменьшаются, а возрастают. Другое замечание Э. Ю. Саммета касается принятия в качестве эталона хронологической шкалы голоцена, разработанной на примере южношведского торфяника Агерёдс-Моссе (Nilsson, 1964). Несмотря на неплохую сходимость этой шкалы с данными по позднеледниковью Русской равнины, сопоставление по отдельным срезам истории голоцена обнаруживает существенные расхождения. Поэтому шведская шкала не может претендовать на повсеместное признание, но несомненно может служить стандартом для южных районов Скандинавии и их ближайшего окружения.

Принимая во внимание хотя бы только различия в темпах расселения древесных пород (Серебрянный, 1971, 1973), вряд ли можно отстаивать временную сопряженность пыльцевых зон на значительных территориях, особенно вытянутых в меридиональном направлении. В пределах лесной зоны, по-видимому, можно выделять широкие временные срезы (с амплитудой колебаний возраста до 500 лет, а иногда и более) для основных этапов истории голоцена. Такими ведущими рубежами являются граница поздне- и послеледниковья (около 10 000 лет назад) и атлантико-суббореальный контакт (4500—5000 лет), а также переход от бореального периода к атлантическому (8000 лет) и кульминация климатического оптимума (5500—6500 лет) (Долуханов, Хотинский, 1974; Хотинский, 1977).

ЕВРОПЕЙСКАЯ ЧАСТЬ СССР

РУССКАЯ РАВНИНА

Впервые в России стратиграфическое расчленение болотных отложений голоцена было предпринято в 1914—1915 гг. В. Н. Сукачевым и В. С. Доктуровским на Шуваловском торфянике под Петроградом. В основу были положены данные о ботаническом составе и степени разложения торфа. Затем с развитием спорово-пыльцевого метода стратиграфию торфяников стали увязывать прежде всего с палинологической характеристикой.

Роль эталонного района сыграли центральные области европейской части СССР, где М. И. Нейштадт еще в конце 20-х годов разработал детальную схему стратиграфии озерно-болотных осадков голоцена. В те же годы для торфяников Эстонии была предложена схема П. Томсона (P. Thomson, 1929). Обе схемы создавались по образцу известной шведской схемы Л. фон Поста и в свою очередь послужили моделями для составления многочисленных схем расчленения голоцена на территории северо-запада Европейской России, Белоруссии, Прибалтики, Карелии и Украины.

В основе рассматриваемых схем лежит выделение среднеголоценового периода климатического оптимума с наибольшим распространением широколиственных пород, ольхи и лещины. Оптимуму предшествовал ранний голоцен — этап распространения лесных ландшафтов (развитие сосновых и березовых лесов), по окончании оптимума в связи с ухудшением климата в лесах возросла роль хвойных пород (сосна, ель) и березы. Эти закономерности были четко установлены для центральных областей России и для севера Прибалтики (Эстония,

окрестности Ленинграда). В других районах естественно проявляются специфические особенности истории лесов в голоцене. Так, например, Д. К. Зеров (1950 г.) и А. Т. Артюшенко (1970 г.) на Украине выделяли три основных фазы развития растительности: фазу сосновых (сосново-березовых) лесов, фазу смешанных лесов с элементами дубового леса и фазу смешанных лесов с влаголюбивыми породами (буком, грабом и пихтой).

При разработке стратиграфии голоценовых отложений существенное значение имеет увязка с фашиально-литологическими факторами. Как правило, в нижних частях разрезов озерно-болотных отложений преобладают озерные фации (сапропели, мергели), в верхних — торф. Положение контакта озерных и болотных фаций зависит от географического расположения разреза.

В некоторых крупных котловинах установлена унаследованность развития озер в раннем голоцене от позднеледниковых водоемов. Так, например, в Присухонской низине реликтовое озеро существовало до начала бореального периода. Затем произошло обмеление, и на месте озера стали формироваться торфяники и неглубоко врезанная речная сеть (В. И. Гаркуша и др., 1970 г.). Для торфа получена датировка по ^{14}C 9370 ± 110 лет.

Анализ стратиграфических материалов позволяет установить признаки колебаний уровня озер. На северо-западе Русской равнины несколько фаз обводнения небольших котловин (Лубанская, Усвятская и др.) в среднем голоцене выделил П. М. Долуханов (1970 г.; Doluchanov, 1973): раннеатлантическая фаза (7200—6000 лет назад), позднеатлантическая фаза (4900—4600 лет назад), суббореальные фазы (4500—4000 и 4000—3500 лет назад). Эти фазы оказались сопряженными по времени с отдельными этапами литориновой трансгрессии в котловине Балтийского моря.

Внедрение радиоуглеродного метода позволило точно фиксировать возраст пыльцевых зон и периодов голоцена в отдельных разрезах и провести межрегиональные корреляции. Такие исследования проводились во многих районах лесной зоны, и результаты их сведены в книгах «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода» (1965 г.), «Голоцен» (1969 г.), «Палинология голоцена» (1971 г.), а также в многочисленных статьях. В настоящей работе приходится ограничиться рассмотрением некоторых примеров, позволяющих составить представление о детальной пыльцевой стратиграфии голоцена.

М. И. Нейштадт (1965) показал гетерохронность основных пыльцевых уровней голоцена в центральных и северо-западных районах России. Например, кульминация кривых пыльцы широколиственных древесных пород на спорово-пыльцевых диаграммах отложений Берендеевского болота в Ярославской области имела место 4800 лет назад, Осеченского болота в Калининской области — 4400, Шуваловского болота под Ленинградом — 4700 лет назад. Соответственно, вяз впервые появился в Ярославской области 9800, в Калининской — 9400 и в Ленинградской — 8600 лет назад, липа в Калининской области — 9400, а в Ленинградской — 7800 лет назад и т. д. Верхний максимум ели в позднем голоцене был датирован в 2900 лет в Новгородской области (Тесово-Нетыльское болото), в 3200 и 2500 лет под Ленинградом, в 3400 и 1000 лет в Ярославской области и т. д. Эти различия во многом объясняются темпами расселения древесных пород (Серебрянный, 1971, 1973).

М. И. Нейштадт (1965) привел сведения о возрасте пограничного горизонта, образование которого, как выяснилось, нередко растягивалось на несколько тысячелетий в рамках атлантического, суббореального и субатлантического периодов. Например, на Шуваловском болоте пограничный горизонт формировался около 4600 лет назад, тогда

Сопоставление радиоуглеродных датировок озерно-болотных отложений Прибалтики

Климатические периоды	Пыльцевые зоны	Радиоуглеродные датировки		
		Озеро Бебрукас	Болото Куйксилла	Болото Теосааре
Субатлантиче-ский	I			1145±65 (TA-85)
	II			1260±65 (TA-86) 1670±110 (TA-87)
Суббореальный		3 050±150 (Vs-7)	3730±200 (TA-76)	2855±70 (TA-88)
		3 450±150 (Vs-8)		3125±70 (TA-89)
	III	3 800±160 (Vs-9)		<i>Picea</i> max. 3465±70 (TA-90)
	IV	4 100±150 (Vs-10) 4 000±170 (Vs-11)	4560±80 (TA-64)	3935±70 (TA-91) <i>Quercus</i> max.
		5 350±180 (Vs-12) 5 350±180 (Vs-13)	4955±65 (TA-65) <i>Quercus</i> max.	4265±70 (TA-92)
Атлантический	V			5245±70 (TA-94) <i>Corylus</i> max.
	VI	6 350±240 (Vs-14)	5800±70 (TA-66) <i>Ulmus</i> max.	6180±90 (TA-109) <i>Ulmus</i> max.
Переходный		6 600±170 (Vs-15) 6 900±190 (Vs-16)	6645±70 (TA-67)	6480±70 (TA-95)
	VII		7 750±260 (Vs-17)	7865±75 (TA-96)
Бореальный	VIII	8 100±290 (Vs-18)	8095±75 (TA-69) <i>Pinus</i> max.	8015±80 (TA-97) <i>Pinus</i> max.
Добореальный	IX		9080±100 (TA-70) 9350±250 (TA-51)	8495±85 (TA-98)
Субарктиче-ский	X			
	XI	11 300±300 (Vs-19) 11 800±300 (Vs-20)		

как на Берендеевском — 2200, на Осеченском — 1800, на Тесово-Нетьльском — 850 лет назад.

Исследования Н. А. Хотинского (1968) показали, что пограничный горизонт Шуваловского торфяника представляет собой гораздо более сложное образование, чем полагали ранее. На всей площади этого месторождения выражены два слоя сильно разложившегося торфа, вмещающего крупные стволы и пни деревьев, причем нижний слой с остатками древесины березы отвечает стадии переходного болота, а верхний слой с остатками древесины сосны — стадии верхового болота. Данные о двуслойности пограничного горизонта отмечались также и другими исследователями.

Материалы прибалтийских исследователей, полученные на основе комплексного использования радиоуглеродного метода, спорово-пыльцевого и палеокарпологического анализов, позволили углубить представления о возрасте климатических периодов и зон голоцена. В табл. 7 сведены данные по нескольким разрезам Литвы (К. С. Шулия и др., 1967 г.) и Эстонии (У. А. Валк и др., 1966 г.; E. Ilves et al., 1968 г.). В левой части таблицы представлены рубежи пыльцевых зон в системе Л. фон Поста и Т. Нильсона и климатических периодов (по А. Блитту и Р. Сернандеру).

В разрезе осадков котловины оз. Бебрукас (Тракайский район Литовской ССР) обнаружен базальный аллерёдский торф, залегающий под толщей сапропелей. Радиуглеродные датировки этого торфа согласуются с существующими геохронологическими оценками (см. табл. 7). Можно констатировать очевидную синхронность бореального максимума сосны (около 8000—8100 лет) в разрезе Бебрукас и более северных разрезах торфяников Куйксилла и Теосааре, расположенных соответственно на юго-востоке и востоке Эстонской ССР. Не менее четко совпадают датировки бореально-атлантического интервала (зона VII), имевшего место между 7800 и 6500—6600 лет назад. Этот интервал, по мнению М. В. Кабайлене (1965), относится к атлантическому периоду, однако, на наш взгляд (Серебрянный, 1969), более целесообразно выделять его как самостоятельный переходный этап между бореальным и атлантическим периодами.

С середины голоцена, когда не проявлялось воздействие ледникового покрова, наметилась тенденция к значительной дифференциации в развитии растительности в разных частях Прибалтики. Так, например, пик климатического оптимума голоцена, нередко отождествляемый с кульминационным пунктом кривых пыльцы вяза, датирован в Литве в 6350, а в Эстонии — 6180 и даже 5800 лет. Кульминации кривой пыльцы дуба в Литве приходится на 6500, затем на 5700 лет, тогда как в Эстонии обнаружена только одна более поздняя кульминация — около 5000 лет в Куйксилла и около 4000 лет в Теосааре (Куйксилла находится примерно на 90 км южнее Теосааре).

Данные табл. 7 показывают, что число подобных расхождений можно было бы значительно увеличить. Помимо того, отдельные датировки несомненно включают известные погрешности. Тем не менее можно выделить какие-то более или менее одновременные рубежи природных изменений в пределах среднего и позднего голоцена. Наиболее важное значение приобретает граница зон V и IV, определяющая рубеж атлантического и суббореального периодов. С этим временем — около 5000 лет назад — связано очень резкое уменьшение роли вяза в составе лесов, которое объясняется чаще всего либо соответствующим изменением климата, либо влиянием деятельности человека. Весьма вероятно, что тут проявилось совместное воздействие обоих факторов, однако степень их участия остается невыясненной.

Не менее важный рубеж проходит между III и II зонами, который разделяет суббореальный и субатлантический периоды. По мнению М. И. Нейштадта (1965), его возраст по данным серийных радиуглеродных датировок оценивается в 3200 лет. Эта точка зрения подтверждается данными по литовскому разрезу Бебрукас (К. С. Шулия и др., 1967 г.), тогда как материалы эстонских исследователей не дают однозначного решения этого вопроса. Датировки осадков разреза Теосааре (E. Iives et al., 1968) показывают, что рассматриваемый рубеж соответствует 2800 лет, что вполне согласуется с результатами многих западноевропейских исследователей. Вместе с тем древесина из пограничного горизонта в болоте Сьямяэ у Таллина датирована в $3310 \pm \pm 230$ лет, что почти совпадает с оценкой М. И. Нейштадта. Однако образец из разреза Куйксилла оказался гораздо более древним — порядка 3700 лет.

Э. О. Ильвес (1969 г.), анализировавший темпы осадконакопления в различных торфяных болотах Эстонии по данным радиуглеродного метода, пришел к выводу о ритмичности климатических изменений в голоцене.

В южной половине Русской равнины голоценовые отложения представлены разнообразными фациями: аллювиальными, делювиальными, озерно-болотными и др., однако степень их стратиграфического изучения гораздо меньшая. Опираясь на палинологические данные, М. И. Нейштадт (1957), Н. И. Пьявченко (1958) и многие другие исследователи предложили выделять в пределах лесостепной зоны те же подразделе-

ния, что и в центральной части равнины. Объектами исследования служили чаще всего низинные болота в поймах рек.

На спорово-пыльцевых диаграммах действительно четко выделяется фаза господства широколиственных пород (сначала липы, затем дуба) и ольхи, отождествлявшаяся с климатическим оптимумом голоцена. Предыдущий период сокращения лесных массивов и широкого распространения травянистых сообществ связывался с ранним и даже древним голоценом, тогда как недавний этап деградации лесной растительности был связан с поздним голоценом.

Эта схема модифицировалась в результате радиоуглеродного датирования озерно-болотных осадков центральной части Среднерусской возвышенности (Т. А. Серебрянная, Э. О. Ильвес, 1971 г., 1974). Накопление осадков здесь происходило в небольших котловинах, которые относительно недавно были включены в эрозионную сеть. Палинологические данные по этим разрезам обнаруживают близкую картину с материалами изучения пойменных торфяников.

Выяснилось, что распространение широколиственных пород в центре Среднерусской возвышенности произошло во второй половине суббореального периода. Около 3800 лет назад в лесах широко расселились липа, вяз и ольха; господство дуба началось 2700—2800 лет назад. Примерно в середине субатлантического периода (около 1800 лет назад) существенно сократилось участие широколиственных пород в составе лесов, причем сначала уменьшилась роль дуба, затем вяза и липы. Тем не менее вплоть до интенсивной распашки территории в XVIII—XIX веках лесистость рассматриваемой территории оставалась довольно высокой.

Таким образом, торфяники лесостепных районов оказались довольно молодыми. Они начали формироваться с конца среднего голоцена, когда в связи с общей миграцией природных зон к югу происходило наступление леса на степь. Период климатического оптимума голоцена характеризовался противоположной тенденцией, проявлявшейся в общем сокращении лесопокрытых площадей и высоком участии злаково-разнотравных сообществ на северной окраине современной лесостепи (Т. А. Серебрянная, 1978 г.).

Принимая во внимание эти радикальные изменения, приходится ставить под сомнение стратиграфические заключения, сделанные ранее для голоценовых отложений южных районов Русской равнины.

ПОБЕРЕЖЬЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Обзор стратиграфии морского голоцена целесообразно осуществить на примере наиболее изученных областей. Среди них выделяется побережье Балтийского моря, где проводились исследования с применением комплекса палеонтологических методов. Использование радиохронметрической информации позволило еще более уточнить классические представления по истории Балтики, заложенные работами К. К. Маркова (1931) и С. А. Яковлева (1925, 1926).

Нам придется сконцентрировать внимание на массовых результатах радиоуглеродного датирования, проведенного совместно со спорово-пыльцевым и диатомовым анализами (Х. Кессел, Я. М. К. Пуннинг, 1969 г.). На западе Эстонии иольдиевое море распространялось в течение примерно 700 лет (между 10 000 и 9300 лет назад), что соответствует добореальному периоду. Принимая во внимание результаты исследования органогенных озерных осадков разрезов Оара и Синди и торфяников Выйду и Леммеоя, возраст которых по ^{14}C определен в 9000—9700 лет, удалось установить, что береговая линия иольдиевого моря в районе между Выйду и Икла на юго-западе Эстонии располагалась ниже современного уровня моря. В окрестностях Таллина иольдиевые древнебереговые образования подняты на 40 м. Максимум иольдиевой трансгрессии приходился на 9500—9700 лет назад.

В Западной Эстонии обнаружены признаки двух морских трансгрессий бореального времени — эхнейсовой с максимумом около 9000—9200 лет назад и собственно анциловой с максимумом около 8200—8400 лет назад. Обе они имеют соответствующие аналоги на о-ве Готланд (Lundqvist, 1965a). Анциловая трансгрессия охватывала интервал от 8900 до 8000 лет назад.

Регрессия анцилового озера осуществлялась довольно быстрыми темпами. Например, в районах Кярла и Везику на о-ве Сааремаа уровень этого бассейна понизился примерно на 15 м в течение 200 лет. Обширные прибрежные территории в это время поднялись над уровнем Балтики.

В районах Тыстамаа и Васькряэма (юго-западнее и юго-восточнее г. Пярну) под литориновыми береговыми барами были вскрыты лагунные осадки, накопившиеся в переходное бореально-атлантическое время — около 7500 лет назад. Здесь исследователи (Х. Кессел, Я. М. К. Пуннинг, 1969 г.) видят сходство с мастоглойевой трансгрессией, которая в Швеции началась в то же самое время (Lundqvist, 1965b).

На атлантический период приходится две трансгрессии литоринового моря в Эстонии. В результате изучения разрезов Васькряэма и Кярла оказалось, что кульминация более ранней из них была в интервале 6800—7000 лет. Общая продолжительность раннелиториновой трансгрессии оценивается в 1000 лет — между 6200 и 7200 лет назад. Позднелиториновая трансгрессия имела не меньшую продолжительность и приходилась на позднеатлантическое время.

Исследование торфяников и сапропелей, погребенных под литориновыми береговыми образованиями в восточных районах Прибалтики, выявило значительную длительность бореально-атлантического регрессивного этапа — не менее 800 лет в интервале между 8000 и 7200—7100 лет назад (Л. Р. Серебрянный, 1969). В разрезе Молодежное на Карельском перешейке маломощный торфяной слой, залегающий в основании литориновых прибрежно-морских песков, датирован в 7140 ± 170 лет. С упомянутыми осадками связано массовое появление солоноватоводных диатомовых и явное преобладание пыльцы липы (до 37 %) в составе пыльцы древесных пород. На наш взгляд, для этого района можно обоснованно отнести начало литориновой трансгрессии примерно к 7100 лет назад. Для озерно-болотных отложений, подстилающих прибрежно-морские пески, установлены датировки 7240 ± 170 и 7350 ± 70 лет.

Использование радиоуглеродных датировок помогло уточнить возраст ладожской трансгрессии, которая проявилась на южном побережье Ладоги под влиянием неравномерного молодого поднятия Фенноскандии. Датировки древесины, отобранной на контакте ладожских песков с нижележащим торфяником в ключевом районе у дер. Усть-Рыбежно на р. Паше, определяют максимум ладожской трансгрессии в 4000 ± 70 лет (А. А. Семенцов и др., 1969 г.). Этому времени предшествовало формирование культурного слоя стоянки Усть-Рыбежно-1, характеризующей развитый неолит. Датировка древесного угля из очага этой стоянки 6380 ± 220 лет. В разрезе у пос. Ленэнерго на р. Ояти возраст торфа, залегающего ниже осадков ладожской трансгрессии, определен в 7970 ± 260 лет. Верхняя часть торфяника здесь, видимо, была срезана во время трансгрессии. Из этих данных следует, что ладожской трансгрессии предшествовал континентальный период продолжительностью не менее 3500—4000 лет.

В западном Приладожье удалось получить дополнительные сведения по истории голоцена. В разрезе II надпойменной террасы в районе р. Вьюн под суглинками ладожской трансгрессии вскрываются торф, сапропель, алеврит и песок, вероятно, аллювиального происхождения (Знаменская и др., 1970). Древесина из алеврита датирована в 5980 ± 100 лет, а из сапропелей на контакте с вышележащим тор-

фом — в 5310 ± 110 , образец из кровли торфа, погребенного под суглинком, имеет возраст 3650 ± 80 лет, а древесина из суглинка — 2040 ± 130 . Исходя из этих данных, продолжительность континентального периода, отвечавшего времени торфонакопления, может быть определена в 1700 лет, а самой ладожской трансгрессии — более чем в 2000 лет.

Несмотря на достигнутые за последние годы успехи, в изучении истории Балтики, еще остается много нерешенных проблем.

ПОБЕРЕЖЬЯ МОРЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКИ

На севере европейской части СССР вдоль берегов арктических морей подразделение морских голоценовых отложений осуществляется путем привязки к геолого-геоморфологическим и археологическим данным, недавно удалось получить подтверждение и с помощью радиоуглеродного метода (Гурина и др., 1974). Морские террасы высотой более 30 м на Кольском полуострове характеризуются памятниками мезолита. На Онежском полуострове такие памятники распространены на террасе высотой около 25—27 м. Для памятников культуры фосна в Фенноскандии установлены датировки 7000—8200 лет назад.

Террасы с неолитическим инвентарем развиты на западе Кольского полуострова, где они достигают высоты 22—35 м, а восточнее Кольского залива — 17—21 м, на южном берегу Белого моря — 12—17 м, восточнее п-ова Канин — 8—12 м. Ранний этап развитого неолита на Кольском полуострове датирован по ^{14}C в 4700—3800 лет, что отвечает концу атлантического периода и началу суббореального. Памятники эпохи раннего металла приурочены к более низким уровням террас: на Кольском полуострове — от 4 до 26 м, на южном побережье Белого моря, на побережье Малоземельской и Большеземельской тундр — 4—5 м.

Данные спорово-пыльцевого анализа (Гурина и др., 1974) свидетельствуют о том, что распространение неолитических культур на северных берегах европейской части СССР приходилось на время климатического оптимума, когда березово-сосновые леса наступали на тундру. В эпоху раннего металла тундра была более широко развита, и к ней примыкали сосново-березовые и березово-сосновые леса.

ПОБЕРЕЖЬЕ ЧЕРНОГО МОРЯ *

Голоценовые отложения Причерноморья служили предметом внимания многих исследователей, причем в основу стратиграфических построений были положены палеонтологические данные. Привлечение радиоуглеродных датировок дало возможность проконтролировать эти построения.

В конце плейстоцена во впадине Черного моря за счет поступления талых ледниковых вод формировался трансгрессивный опресненный бассейн, известный под названием новозвксинского, или джанхотского. Отложения этого бассейна представлены дельтовыми, лиманными и морскими фациями. Раковины моллюсков из верхов новозвксинских отложений датировались по ^{14}C в $10\,590 \pm 190$ лет (коса Чушка, глубина 43—44 м), $10\,220 \pm 140$ лет (п-ов Пицунда, глубина 77—80 м) и $10\,350 \pm 270$ лет (район г. Адлер, глубина 83 м). Есть основания полагать, что эти отложения сопоставимы с финальными фазами позднеледниковья.

В начале голоцена проникновение соленых средиземноморских вод привело к быстрому повышению уровня бассейна. Переходный период, характеризовавшийся замещением пресноводной фауны солоноводной, охватывал несколько тысячелетий и в первом приближении отвечал раннему голоцену. Для низов древнечерноморских осадков, отвечающих

* В основу раздела положены материалы статей Н. С. Благоволина и др. (1975 г.), В. М. Муратова и др. (1974).

началу трансгрессии, установлены датировки по ^{14}C в интервале от 9000 до 7000 лет назад (А. П. Виноградов и др., 1963 г.).

Слои торфа, обнаруженные на глубине около 16 м в скважинах со дна моря у с. Григорьевка в 60 км к востоку от Одессы, имеют возраст 9240 ± 380 и 8880 ± 290 лет. Торф накапливался во время перерыва перед распространением древнечерноморской трансгрессии. Горизонт размыва на контакте джанхотских (новоэвксинских) и древнечерноморских осадков выражен во многих районах шельфа.

В среднем голоцене сформировалась древнечерноморская терраса высотой 2—5 м, широко представленная по всему побережью. Возраст этой террасы подтвержден следующими ^{14}C датировками: раковины моллюсков из района Ольвии — 3480 ± 60 лет, торф из нижней части террасы у Адлера, с глубины 30 м — 7850 ± 120 лет, выше, с глубины 20 м — 6970 ± 120 лет, раковины из отложений той же террасы у Сочи, с глубины 19 м — 5500 ± 380 лет, а в глубины 14 м — 4560 ± 160 лет.

Близкие результаты дало датирование раковин с глубины 3—4 м в районе Пицунды — 4170 ± 90 лет. Для слоя торфа из основания древнечерноморской террасы в районе Гагры получен возраст 7060 ± 100 лет, а для самого верхнего слоя торфа — 4460 ± 150 лет (Ч. П. Джанелидзе и др., 1973 г.). Торф из верхней части этой террасы был датирован также в 3690 ± 120 лет.

Принимая во внимание все имеющиеся фактические данные, можно констатировать, что в течение среднего голоцена произошло поднятие уровня Черноморского бассейна от -20 м и даже -30 м в начале этапа до $+5$ м в конце. Высказанное нами ранее предположение о том, что пик голоценовой трансгрессии был достигнут 3500—4000 лет назад (А. Л. Девице и др., 1972 г.), таким образом получает дальнейшее подтверждение.

В позднем голоцене произошло довольно быстрое понижение уровня до отметок 4—6 м ниже современного (фанагорийская регрессия). Древнечерноморская терраса повсеместно осушилась уже к VII в. до н. э. и на ней возникли многочисленные античные поселения.

Таким образом, если со средним голоценом связано формирование древнечерноморской террасы, то на поздний голоцен приходится только образование более низких уровней, порой весьма проблематичных. По мнению П. В. Федорова (1963), после III—V вв. н. э. имела место нимфейская трансгрессия, во время которой уровень моря поднимался на 1,5—2,0 м выше современного. Этот уровень четко выражен в немногих местностях (например, между Чаквой и Зеленым мысом в Аджарии). Фауна в отложениях рассматриваемой террасы имеет современный облик.

Исследования на побережье Колхиды и западного Крыма показали, что низкий («фанагорийский») уровень Черного моря сохранялся, вероятно, до середины первого тысячелетия нашей эры. Лишь примерно в X в., т. е. около тысячи лет назад, имела место последняя фаза трансгрессии (по Д. В. Церетели — лазская), когда были затоплены многие античные памятники у Диоскурии, Супсы, Малатквы, Херсонеса и в других прибрежных районах.

В долинах рек черноморского побережья Кавказа переуглубления, возникшие во время новозвксинской регрессии, выполнены мощной толщей, в основании которой залегают джанхотские аллювиальные осадки. Выше прослеживаются две аллювиально-лиманские пачки, связанные с I надпойменной террасой, высота которой в устьях рек составляет 2,0—2,5 м. Нижняя из этих пачек сопоставляется с древнечерноморскими морскими отложениями и вмещает фауну пресноводных ostracod, только в верхней части появляются раковины эвригалинных морских моллюсков и спиккулы губок. Верхняя аллювиально-лимманная пачка непосредственно коррелируется с древнечерноморскими трансгрессивными фациями и характеризуется эвригалинной фауной (*Cardium edule* L., *Ostrea edulis* L. и др.).

Самые молодые аллювиальные серии выполняют небольшие переуглубления долины и слагают высокие поймы. По времени образования эти серии сопоставляются с поздним голоценом.

ЗАКАВКАЗЬЕ

В пределах этой территории по степени изученности голоценовых отложений особенно выделяется Рионский межгорный бассейн, для которого имеются материалы по литологии, спорово-пыльцевым комплексам, фауне моллюсков и ^{14}C датировки. По этим данным В. П. Слука (1973 г.) намечает следующую схему стратиграфического расчленения.

В приморской части Колхидской низменности ясно выделяются два слоя прибрежно-морских осадков: нижне- и верхнедревнечерноморские, разделенные торфяным горизонтом на глубинах 18—25 м (колхидская регрессия). Эти прибрежно-морские осадки общей мощностью 17—18 м представлены суглинками, глинистыми алевролитами и песками с включениями гальки с фауной: в сторону суши наблюдается постепенное замещение континентальными фациями. Выше по разрезу на западе Колхиды залегают болотные отложения, на востоке сменяющиеся пойменными, русловыми и озерными фациями.

Материалы радиоуглеродного датирования («Палеогеография...», 1965; В. П. Слука, 1973 г.) свидетельствуют о том, что базальные слои верховых торфяников образовались в атлантический период (6660 ± 150 и 5825 ± 80 лет назад), но основная часть этих залежей накапливалась в суббореальный и субатлантический периоды.

Изучение пыльцевых спектров позволило установить определенные этапы в развитии растительного покрова, которые были сопоставлены со схемой Блитта — Сернандера с учетом радиоуглеродных данных: фаза буково-каштановых лесов (предбореальный период) — фаза сосновых лесов (бореальный период) — фаза каштановых лесов с примесью бука и граба (атлантический период) — фаза буковых и каштановых лесов (суббореальный период) — фаза бука и граба (субатлантический период). Фаза бука и граба (SA) началась раньше накопления слоя с датировкой 2100 ± 150 лет в Имнатском болоте, причем граница этой фазы нерезкая. Переход от фазы каштановых лесов (AT) к фазе буковых и каштановых лесов (SB) выражен выше слоя с датировкой 5825 ± 215 лет в том же Имнатском болоте.

В других районах Закавказья были изучены отдельные разрезы голоценовых озерно-болотных и аллювиальных отложений. Определенный интерес представляют молодые голоценовые озерные осадки Севанской впадины, в составе которых много культурных слоев, датированных археологическим, палинологическим и радиоуглеродным методами (Ю. В. Саядян, З. В. Алешинская, 1972 г.). Самый верхний культурный слой, датированный в 3500 ± 100 и 3630 ± 100 лет, погребен под озерными песками, для которых есть датировка раковин моллюсков в 2040 ± 120 лет. Эти озерные осадки, в отличие от нижележащих, характеризуются обилием и разнообразием пыльцы деревьев и кустарников. Отсюда вытекает заключение о большей облесенности и большей увлажненности Севанского бассейна за последние 2000 лет. В предыдущий период длительностью не менее 1500 лет уровень озера снижался по крайней мере на 13 м, что было связано с сокращением лесных массивов и уменьшением общей увлажненности.

СРЕДНЯЯ АЗИЯ И КАЗАХСТАН

Голоценовые отложения этих районов представлены разнообразными генетическими типами. На Прикаспийской низменности в позднеледниковье широко распространялась позднехвалынская трансгрессия. Пик последующей регрессии приходился на красноводскую стадию (—68, —77 м), которая сменилась трансгрессивными стадиями:

бекташской (—58, —69 м), мангышлакской (—48, —59 м) и дербентской (—32 м), прослеживаемыми по береговым валам.

Новокаспийская трансгрессия, имевшая место в середине голоцена (около 4—5 тыс. лет назад), достигла максимального уровня —22 м. В дальнейшем в историческое время происходило понижение уровня, достигшее —28 м в современную эпоху. Все эти колебания фиксируются комплексами отложений, слагающих террасы и береговые валы.

В долинах рек в голоцене сформировались низкие террасы и поймы, объединяемые в сырдарьинский цикл в бассейне Сырдарьи и в амударьинский — в бассейне Амударьи. К голоцену относятся также осыпные шлейфы вдоль склонов, молодые конусы выносов, молодые дельты Амударьи, Сырдарьи, Или и других рек, сухие дельты Мургаба и Теджена, морены в субнивальных областях гор.

Закономерности стратиграфии голоцена наиболее полно выявлены на примере цикловых террас. В частности, в Ферганской долине, Приташкентском районе и Голодной степи помимо двух ярусов поймы выделяются I и II сырдарьинские террасы, более древнюю из которых (II) часто называют абайской. В горах позднесырдарьинская терраса часто слабо отделена от пойменных террас. Все четыре уровня, особенно абайский, прослеживаются на большом протяжении и отличаются специфической морфологией. Для абайских террас характерен двучленный разрез с мощными галечниками внизу, слоистыми суглинками и глинами вверху без лёссового чехла. На подгорных равнинах в строении абайской террасы галечники имеют подчиненное значение. Для позднесырдарьинских террас типична пестрота фациального состава. По мощности аллювия абайская терраса в 2—3 раза превосходит позднесырдарьинскую. Возраст абайской и позднесырдарьинской террас определяется ранним голоценом или даже более древним. Для отложений позднесырдарьинской террасы получены ^{14}C датировки в интервале 3160—2200 лет назад (Г. Ф. Тетюхин и др., 1972 г.). Вероятно, образование уступа террасы произошло не позднее 2200—1500 лет. Следовательно, возраст пойм очень молодой: он не выходит за пределы последних 1500 лет.

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

В самые последние годы в Западной Сибири были предприняты исследования по стратиграфии голоценовых отложений на палинологической основе и с привязкой к радиоуглеродной хронологии. Это направление ведет к разработкедробного расчленения голоцена (Г. М. Левковская, 1970, 1971 г.; И. А. Волков и др., 1973 г.; Л. В. Фирсов и др., 1974 г.; Neystadt et al., 1974 и др.).

В позднеледниковое время (древний голоцен, по М. И. Нейштадту) накапливались преимущественно озерные супеси, суглинки и пески в отрицательных формах рельефа, возникших в результате деградации мерзлоты. В позднеледниковье и раннем голоцене речной сток был слабо развит, судя хотя бы по широкому развитию лёссовидных суглинков в долине верхней и средней Оби (Архипов, 1973; Архипов и др., 1973). Аллювиальные осадки с крупными линзами торфа накапливались узко локально, только в самых низких сегментах I надпойменной террасы. Около 8—9 тыс. лет назад началось заболачивание огромной территории в бассейне средней Оби. В это время преобладало эвтрофное торфообразование и зарастание водоемов, но местами происходило и суходольное заболачивание. В среднем голоцене преобладала аккумуляция органогенных осадков, представленных разными фациями эвтрофного торфа. Заболоченность территории была выше, чем в настоящее время. Преобладали процессы заторфовывания водоемов наряду с развитием суходольного заболачивания. В конце среднего голоцена и в позднем голоцене в озерах началось накопление минеральных осадков, а на болотах — переходных и верховых торфов. Переход болот из

эвтрофной стадии в олиготрофную датируется в интервале 4000—2500 лет. Последующий максимум олиготрофного торфообразования на болотах и развевание торфяников на севере происходили 2500—1000 лет назад.

Для Западной Сибири есть данные о понижении базиса эрозии на рубеже среднего и позднего голоцена, что привело к образованию уступа высокой поймы в долинах больших рек. Следовательно, реки вошли в свои нынешние берега и сформировали ежегодно заливаемую аккумулятивную пойму лишь в недавнее время.

Помимо перечисленных крупных этапов, в истории голоцена Западной Сибири можно выделить и более дробные подразделения ранга климатических периодов и даже пыльцевых зон. Рубежи этих подразделений довольно условны, поскольку для спорово-пыльцевых диаграмм, как правило, характерен плавный ход кривых. Причина этой специфики, как отмечает Г. М. Левковская (1971 г.), заключается в зональной дифференциации растительного покрова. Видимо, в голоцене так же, как и в настоящее время, границы между ботанико-географическими провинциями, зонами и подзонами были нечетко выражены из-за равнинности рельефа, высокой заболоченности и полидоминантности лесных формаций.

На основе анализа палинологических и радиоуглеродных данных по Западной Сибири можно убедиться в том, что экологические условия изменялись примерно одновременно, но узловые точки кривых на спорово-пыльцевых диаграммах обнаруживают хронологические сдвиги. Здесь, так же как и на Русской равнине, сказывалось влияние миграций растительности.

В пределах одновозрастных отрезков диаграмм на севере Западной Сибири тем не менее прослеживается определенная последовательность растительных смен (Г. М. Левковская, 1971 г.): нижний максимум ели (9 зона), нижний максимум кустарниковых берез (7—8), абсолютный максимум ели (6), абсолютный максимум древовидной березы со значительным участием хвойных пород (5), максимум пыльцы пихты (ели, кедра) (4), господство березы, иногда ели (3), абсолютный максимум сосны, кедра и вересковых (2), верхний максимум пыльцы кустарниковых берез (1), выраженный обычно только на севере. Сопоставление с материалами по европейской части СССР показывает, что зоны 9—8 отвечают позднеледниковью, 7-я соответствует добореальному периоду, 6-я — бореальному, 5-я — атлантическому, 4-я — суббореальному, 1—3-я — субатлантическому. Эта корреляция дала возможность рассмотреть приведенные данные в общих масштабах для всей северной зоны Евразии.

Очень важное значение для хронологического обоснования стратиграфии голоцена Западной Сибири имеют спорово-пыльцевые диаграммы, обеспеченные серийными радиоуглеродными датировками. На севере Западной Сибири такие данные есть для торфяника, расположенного на поверхности 32—35-метровой террасы Енисея у м. Каргинского (Л. В. Фирсов и др., 1974 г.). Для этого разреза была получена серия из 15 датировок равномерно отобранных проб торфа. Торфонакопление здесь продолжалось с начала атлантического периода до конца суббореального, т. е. не менее 6 тыс. лет. Прогрессирующее похолодание началось примерно 4500 лет назад, когда березовые леса уступили место лесотундре: тундровая растительность появилась 3600 лет назад.

Разрез торфяника у г. Нижневартовска на правом берегу средней Оби (Neystadt et al., 1974) оказался особенно показательным. Из гумифицированного прослоя в базальных суглинках были извлечены стволы березы, возраст которых определен в $10\,585 \pm 80$ лет. Здесь преобладает пыльца трав, а среди пыльцы древесных пород — пыльца берез (в том числе кустарниковых) и ив. В вышележащих суглинках и низинных торфах, накапливавшихся более 2 тыс. лет, в добореаль-

ном и бореальном периодах, доминирует пыльца древесных пород. В это время березовые леса уступили место еловым с примесью лиственницы.

В атлантический и суббореальный периоды торфонакопление неоднократно прерывалось, о чем свидетельствуют слои древесных стволов. Надо отметить четкую сопряженность ^{14}C датировок этих образцов (7600—8170, 6390—6670 и 4050 лет) с фазами понижения уровня морей Восточной Европы, имевших связь с Мировым океаном (А. Л. Девириц и др., 1972 г.). По всей вероятности, синхронные фазы проявились и в Арктическом бассейне.

В атлантический период в районе средней Оби произрастали березовые леса. К концу этого периода участие сосны и кедра в составе лесов резко сократилось, но затем вновь возросло в суббореальном и субатлантическом периодах. Если в суббореале пыльца кедра и березы была представлена примерно в равных количествах, то в субатлантике полностью доминировала пыльца кедра, а пыльца ели исчезла.

Принимая во внимание совокупность данных по нижевартовскому разрезу, можно довольно уверенно наметить рубеж добореального и бореального периодов около 9000 лет назад, бореального и атлантического — около 8000, атлантического и суббореального — моложе 5000, суббореального и субатлантического — моложе 3000. Таким образом, климатические периоды голоцена в самом центре Западной Сибири и в северной половине Русской равнины оказываются синхронными.

На юге Западной Сибири подробному исследованию подвергся торфяник на правом берегу Иртыша близ с. Горно-Слинкина (И. А. Волков и др., 1973 г.). Он расположен на позднеледниковой озерной аккумулятивной равнине и формировался на протяжении большей части голоцена, начиная с 9000 лет назад. В начале существовало низинное болото, окруженное лугово-степными формациями. В середине и особенно в конце атлантического периода установлены признаки потепления и уменьшения влажности с максимумом около 5000 лет назад. В составе южнотаежных лесов распространились широколиственные породы, особенно вяз и липа. В раннесуббореальное время (3000—4000 лет назад) возобновилось похолодание и нарастание влажности, что отразилось в переходе к олиготрофному торфообразованию, появлении темнохвойных пород и сокращении роли широколиственных пород. Конец суббореального и начало субатлантического периодов трактуются как теплое и довольно влажное время, связанное с максимальным развитием темнохвойных пород и появлением широколиственных пород. Остальная часть субатлантического периода связывается с ухудшением климата. Сопоставление со стандартной диаграммой Т. Нильсона (Nilsson, 1964) и сводными данными по северо-западу Русской равнины позволяет установить временную сопряженность если не всех, то, во всяком случае многих основных рубежей голоцена — от юга Скандинавии до севера Сибири (табл. 8). Эта точка зрения совпадает и с материалами по Северо-Востоку Сибири (Ю. А. Лаврушин и др., 1963 г.), в которых доказывалась одновозрастность климатического оптимума голоцена в масштабах всего Северного полушария.

СРЕДНЯЯ СИБИРЬ

Исследования по стратиграфии голоцена охватили ряд районов этой обширной территории. В качестве одного из примеров сошлемся на работу Т. К. Кутафьевой (1974 г.) по торфяникам на междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок. Для восточной части этого района выделены следующие фазы развития лесов: I — березово-еловые леса; II — елово-березово-лиственничные леса с участием ели и ерника на болотах; III — лиственнично-еловые леса с участием кедра, пихты,

Корреляция рубежей голоцена в Западной Сибири

Климатический период	Фазы изменения растительности Западной Сибири		Возраст по ^{14}C , лет			
	север	юг	Западная Сибирь		Северо-запад Русской равнины	Южная Скандинавия
			север	юг		
SA	Южная тундра	Березовые леса и сосновые боры	1400			2270
		Березовые и темнохвойные леса	около	2000	2800	
SB	Лесотундра	Березовые леса	3100			
	Березовые леса и лесные болота	Березовые леса с участием широколиственных пород	3650	4100	4500	
AT 2	Березовые леса	Березовые леса с небольшим участием широколиственных пород	5050	5000	5000	5220
			6350	6500	6300	6570
AT 1	Ольхово-березовые леса	Сосновые боры, ельники и березовые леса	8350	7800	7800	8170

ольхи; IV — березово-сосново-лиственничные с участием ели и кедра; V — сосново-лиственничные. Для западной (приенисейской) части установлены следующие фазы: I — березово-еловые леса с лиственницей сибирской; II — елово-березово-лиственничные леса и ерники; III — смешанные темнохвойные леса из кедра, ели, пихты с примесью лиственницы; IV — темнохвойно-березовые леса с участием лиственницы и сосны; V — смешанные темнохвойные леса с участием лиственницы и сосны.

Радиоуглеродные датировки позволили сопоставить выделенные фазы с климатическими периодами голоцена (I фаза оказалась сопоставимой с бореальным периодом, II и III — с атлантическим, IV — с суббореальным и V — с субатлантическим). Торфообразование восходит к началу среднего голоцена (7230 ± 300 лет назад), когда происходила деградация многолетней мерзлоты и развивался термокарст. В целом, в период от 8000 до 4500 лет назад климат был более теплым и влажным, чем современный. В развитии лесов в позднем голоцене проявилась тенденция к вытеснению темнохвойных формаций светлохвойными, особенно на востоке междуречья, где условия более континентальные.

В аллювиальных отложениях насыщенность пылью и спорами гораздо меньше, чем в водораздельных торфяниках, и, кроме того, возрастает участие переотложенных пыли и спор. Для голоценовых отложений разреза Наканно в среднем течении Нижней Тунгуски установлены ^{14}C датировки основания высокой поймы 7400 ± 60 лет. Спектры отложений времени климатического оптимума содержат до 80 %

пыльцы древесных пород, преимущественно ели и сосны, с небольшой примесью березы и ольхи (М. В. Никольская, 1974 г.). Кроме того, в этих осадках обнаружены макроостатки ели, плосколистной березы, кустарниковой березы и пушистой ольхи, чьи ареалы в настоящее время лишь частично включают бассейн Нижней Тунгуски.

В пыльцевых спектрах раннего голоцена господствует пыльца березы, ели, сосны с примесью кустарников. В спектрах позднего голоцена обнаружена пыльца березы, ольховника, сосны, ели, кедра, ивы. Вероятно, в начале голоцена в бассейне Нижней Тунгуски происходило облесение за счет проникновения лиственницы, затем мелколиственных пород и ели. Последняя в эпоху климатического оптимума распространилась далеко на север. Послеоптимальное ухудшение климата привело к развитию лиственничных лесов. Довольно близкие данные ранее приводили Н. Я. Кац, С. В. Кац и Е. В. Коренева по долине Енисея, Р. Е. Гитерман по бассейну Нижней и Подкаменной Тунгусок и другие исследователи.

ЯКУТИЯ И ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Для района средней Лены И. Л. Шофман и М. В. Ревёрдатто (1972 г.) выделяют в составе голоценовых отложений верхнюю часть аллювия I надпойменной террасы (господство темнохвойной кедрово-еловой тайги с примесью сосны и березы) и аллювиальные отложения поймы (березово-сосновые леса с примесью сибирского кедра и незначительным участием ели и пихты). На приморских равнинах Якутии к голоцену относят аллювий высокой и низкой пойм, а также озерно-болотные отложения молодых аласов и низкие морские террасы. Отложения высокой поймы отличаются преобладанием пыльцы древесных пород. Возможно, они так же, как и на средней Лене, образовались в более теплый интервал голоцена.

Сходные закономерности установлены и в бассейнах рек Юдомы и Май южнее гор Сунтар-Хаята (Сергеенко, 1972). Здесь к голоцену относят отложения современной поймы и пойменных аккумулятивных террас высотой 1,5—3 и 4—6 м. Климатическому оптимуму отвечает время формирования верхней из этих террас; в пыльцевом спектре преобладает пыльца древесных пород с участием кедровидной сосны, обыкновенной сосны, ели, лиственницы, древовидной березы. О повышенной влажности климата свидетельствует обилие спор сфагновых мхов и пыльцы осоковых.

Ранний голоцен характеризовался постепенным улучшением климатических условий, тогда как в позднем голоцене климат стал холодным и сухим, распространились лиственничные леса с редкой примесью березы и сосны. Такие же три этапа развития природы были выделены и на западе Чукотки (Орлова, 1964).

Среднеголоценовый возраст осадков высоких пойм (местами надпойменных террас) на Северо-Востоке СССР был подтвержден ^{14}C датировками (Ю. А. Лаврушин и др., 1963 г.; Шило и др., 1971). Как отмечалось выше, в этих осадках преобладает пыльца древесных пород, встречаются остатки древесины лиственницы, ольхи, сосны и сибирской ели. В долине р. Куюбах-Бага (предпорожный участок Индигирки) из разреза 10-метровой террасы (глубины 8,0, 7,2 и 3,0 м) были собраны образцы древесины, датированные в 8130 ± 330 , 7220 ± 420 и 5900 ± 520 лет. Для древесины из осадков 5—6-метровой террасы р. Мелькера (Западная Чукотка) был установлен возраст 7610 ± 190 , 4820 ± 80 , 4450 ± 110 лет, а из поймы р. Майнги-Пауктуваам в том же районе — 6330 ± 310 лет.

Совокупность данных по молодым голоценовым осадкам Северо-Востока СССР свидетельствует о смене климатического оптимума похолоданием около 4000 лет назад и об установлении современных кли-

матических условий 2700—2500 лет назад (Ю. А. Лаврушин и др., 1963 г.; Шило и др., 1971).

Ю. Ф. Чемяков (1961) для восточных окраин СССР предложил выделять нижний, средний и верхний голоцен, отвечающие мухенскому, тихоокеанскому голоценовому и дальневосточному слоям. Древний голоцен отнесен к позднему плейстоцену (позднеледниковью). В основе стратиграфических представлений Ю. Ф. Чемякова находится выделение среднеголоценового слоя, образовавшегося во время климатического оптимума и отличающегося комплексом теплолюбивой пыльцы и спор. Этот слой наблюдается во всех изученных разрезах голоцена Дальнего Востока.

На побережье южного Приморья распространены низкие морские террасы (1—3 м), имеющие голоценовый возраст (А. П. Кулаков, 1973 г.). Проведенное Л. П. Карауловой палинологическое исследование мощных толщ лагунных и прибрежноморских осадков (до 20 м), вскрывающихся в вершинах заливов Восток, Золотой Рог, Патроки и др., позволило установить постепенное изменение растительности в голоцене. В раннем голоцене преобладали мелколиственные леса, в среднем — монгольский дуб с примесью вяза, липы и манчжурского ореха, в позднем — кедр корейский и другие хвойные породы. Отмеченные палинологические критерии подразделения голоценовых осадков оказались приемлемыми для всего южного Приморья.

В ряде разрезов этой области (устье р. Тихангоу и др.) удалось выявить, что собственно морские осадки содержат много пыльцы *Quercus mongolica* (до 75 %), а также *Ulmus* (3 %), *Tilia* (3,5 %), *Juglans* (18 %), и соответственно накопились в среднем голоцене. Вскрытые над морскими слоями торфяники характеризуются резким уменьшением содержания пыльцы широколиственных пород и увеличением роли пыльцы хвойных (А. П. Кулаков, 1973 г.). Таким образом, по палинологическим данным, ингрессия моря происходила в среднем голоцене, что согласуется с результатами диатомового анализа и анализа фораминифер.

На побережье западного Прихотья, нижнего Приамурья и северного Сахалина в голоцене сформировались поймы и низкие террасы высотой 3—6 м. Палинологические данные (Ерошенко, Александрава, 1972) свидетельствуют о возможности подразделения голоцена. В раннем голоцене произрастали ольхово-березовые леса с большим участием кустарниковых видов березы и ольхи. В среднем голоцене установилось господство древовидных представителей этих пород и усилилась роль хвойных пород (10—20 % всей пыльцы). Поздний голоцен характеризовался развитием таежных лесов современного облика.

На Сахалине вдоль всего западного побережья четко выражена низкая терраса (3—8 м), в осадках которой встречаются кости морских млекопитающих и неолитические орудия. Палинологическое изучение торфяника, вскрытого на I надпойменной террасе р. Черемшанки в 0,8 км близ ее устья, позволило наметить четыре фазы развития растительности (анализы Р. В. Федоровой, А. П. Кулакова). Две наиболее древние фазы характеризовались распространением широколиственных и темнохвойных лесов и, вероятно, соответствовали среднему голоцену южного Приморья. Две более молодые фазы развития торфяника ознаменовались последовательным вытеснением широколиственных пород и господством березово-темнохвойных лесов. Эти фазы могут быть сопоставлены с поздним голоценом.

А. П. Кулаков (1973 г.) считает возможным провести параллелизацию низких террас Сахалина и южного Приморья с дзёмонской трансгрессией, которую японские исследователи относят к климатическому оптимуму голоцена.

Для западного побережья Сахалина (м. Уанда) имеется детальная спорово-пыльцевая диаграмма торфяника с четырьмя ^{14}C датировками (Н. А. Хотинский, К. С. Шулия, 1972 г.). Здесь еще в раннем

голоцене (9500—8000 лет назад) произошло спонтанное развитие хвойно-широколиственных лесов с участием дуба и вяза (содержание пыльцы смешанного дубового леса 15—20 %). В строении залежи это фиксируется слоем сильно разложившегося пушицево-сфагнового торфа.

На рубеже бореального и атлантического периодов (около 8000 лет назад) болото вступило в олиготрофную стадию развития. Участие широколиственных пород несколько сократилось (содержание пыльцы этих пород 10 %), затем произошло восстановление термофильных элементов и постепенно наметилась тенденция к усилению роли хвойных пород, особенно ели и пихты.

На Камчатке предпринималось изучение нескольких торфяников с применением палинологического, диатомового и ^{14}C методов (О. А. Брайцева и др., 1973 г.). Особенно подробные хроностратиграфические данные имеются по торфяникам Центральнокамчатской депрессии в долине р. Камчатки. Здесь, так же как и на дельте Уанды на Сахалине, раннему голоцену приписываются условия климатического оптимума с верхней границей между 6000 и 7000 лет назад и неопределенной нижней.

Период между 6000 и 3000 лет назад рассматривается как менее благоприятный в климатическом отношении. Лесные формации сократили свою площадь за счет расширения кустарников и открытых пространств. На смену березовым лесам появились лиственничники и ольшаники. Признаки ухудшения климата выявлены и по флоре диатомовых. В это время существовали осоковые болота. Последние 3000 лет отличались восстановлением роли лесных формаций.

Таким образом, для Сахалина и Камчатки появились данные о том, что климатический оптимум голоцена был на несколько тысяч лет раньше, чем в Европе.

КОРРЕЛЯЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ И ПРОБЛЕМА РАЗРАБОТКИ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ СССР

Обзор стратиграфии четвертичных отложений по регионам показывает, что в настоящее время почти для всей территории СССР имеются данные о строении и стратиграфическом расчленении толщи осадков четвертичного и позднеплиоценового возраста. В большинстве районов установлен генезис осадков основных горизонтов и имеется обоснование для определения их возраста.

Однако из этого же обзора и сравнения региональных стратиграфических схем очевидно, что количество и качество стратиграфического материала, степень изученности регионов по площади и степень детальности стратиграфического расчленения существенно различны для отдельных частей Советского Союза. Наиболее исследованным регионом по-прежнему остается европейская часть СССР, которая может служить эталоном для других областей. Унифицированная региональная схема европейской части СССР в какой-то мере представляет унифицированную схему СССР, и с ней, обычно, сопоставляются все остальные региональные схемы. Довольно хорошо изучены такие регионы, как Западная Сибирь, Саяно-Алтайская область, Забайкалье. Много новых стратиграфических данных получено по отдельным районам Кавказа, Средней Азии, Сибирской платформы, чего нельзя сказать о таких важных в промышленном отношении областях, как Урал, Казахстан и Дальний Восток. Слабо изучены обширные районы Северо-Востока СССР и острова Советской Арктики. Исключением является Кам-

чатка, четвертичные отложения которой за последние годы исследованы довольно подробно.

Ниже дается краткая оценка региональных стратиграфических схем с точки зрения возможности их использования для составления корреляционной стратиграфической схемы Советского Союза и попытки создания унифицированной схемы СССР. Последняя, в свою очередь, необходима для сопоставления со схемами других стран и создания глобальной стратиграфической схемы для четвертичной (антропогеновой) системы.

Краткий анализ региональных схем целесообразно начать с обзора платформенных регионов — европейской части СССР, Западной Сибири и Сибирской платформы. Урал включен в эту группу регионов, поскольку его стратиграфическая схема составлялась на основании разрезов прилегающих к нему платформенных областей. Сюда же отнесена схема Казахстана. Соответственно в приложении XIV имеются шесть схем, образующих широтный корреляционный ряд с типами разрезов, характерных для равнинных территорий.

В приложении XV объединены схемы горных регионов — Кавказа, Средней Азии, Алтае-Саянской области, Забайкалья, Дальнего Востока и Камчатки.

СХЕМЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ РАВНИННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Европейская часть СССР. Региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений, охватывающая всю территорию европейской части СССР, была разработана и принята на Межведомственном стратиграфическом совещании в Ленинграде в 1963 г. Она была утверждена МСК в 1964 г. (Краснов, 1967). Эта схема применяется до сих пор при составлении легенд для серий государственных геологических карт четвертичных отложений, хотя она отчасти устарела и нуждается в дополнениях и исправлении.

В течение последнего десятилетия в европейской части СССР были созданы Прибалтийская, Украинская и Белорусская Региональные межведомственные стратиграфические комиссии (РМСК), входящие в МСК, а в Башкирии организована Волго-Уральская четвертичная комиссия (ВУЧК). В этих комиссиях разработаны и применяются новые региональные стратиграфические схемы. Схема Прибалтики утверждена МСК в 1977 г. и опубликована в 1978 г. Схема Украины утверждена МСК в 1981 г., схема Белоруссии — в 1982 г., а схема Волго-Уральской области принята на II Пленуме ВУЧК в 1978 г. в Уфе. Таким образом, для западных областей Русской равнины уже созданы новые схемы, узаконенные МСК, а для остальных территорий официально действующей является схема 1964 г. В настоящее время проводится работа по обновлению региональной схемы всей европейской части СССР.

В настоящем полутоме территория европейской части СССР подразделяется на две области — ледниковую и внеледниковую. Соответственно составлены две отдельные стратиграфические схемы. Они разработаны авторами с учетом всех новейших данных и упомянутых выше новых региональных схем. Однако они не утверждались МСК и могут рассматриваться лишь как проекты схем, подлежащих обсуждению на Межведомственном стратиграфическом совещании по европейской части СССР.

Ледниковая область. Здесь впервые были выделены все основные подразделения плейстоцена на Русской равнине. Стратиграфическая схема ледниковой области Русской равнины в течение последних 50 лет служила в качестве эталона для расчленения четвертичных отложений в пределах всего Советского Союза.

Проект унифицированной схемы ледниковой области европейской части СССР, предложенный в настоящем полутоме, отличается от схемы 1964 г. главным образом нижней ее частью. Нижний плейстоцен

подразделяется теперь на четыре горизонта, а не на два. Впервые выделены в целом, без более дробного расчленения, осадки эоплейстоцена, сопоставляемые с апшероном внеледниковой зоны.

Корреляция местных схем и разрезов внутри региона осуществляется главным образом путем прослеживания по простирацию ледниковых комплексов, различий их петрографо-минерального состава, установления путей разноса валунов, выявления стадийных поясов ледниковых краевых образований, анализа геологических и геоморфологических карт. Стратиграфическая позиция и возраст межстадийных и межледниковых осадков устанавливаются на основании применения палеоботанических методов, в ряде случаев по мелким млекопитающим. При этом преимущественное значение имеют палеоэкологические сопоставления.

В ледниковой области основным методом корреляции является климатостратиграфия. Палеонтологические методы здесь имеют ограниченное применение. В плейстоцене выделено шесть ледниковых и шесть межледниковых горизонтов. В составе большинства из них устанавливаются стадийные и межстадийные слои. В отложениях эоплейстоцена наблюдаются следы многократных климатических колебаний и предположительно намечается возможность выделения осадков древнейшего оледенения.

Данные абсолютной хронологии пока успешно применяются только при расчленении отложений валдайского надгоризонта и голоцена.

Существенные затруднения при корреляции возникают в связи с широким распространением в разрезах ледниковой области гляциодислокаций, которые нарушают первичные стратиграфические положения палеонтологически охарактеризованных слоев.

В связи с дискуссией о положении ряда стратотипических разрезов в региональной схеме ледниковой области некоторым горизонтам в целях уточнения позиции авторов данного очерка присвоены двойные названия: средневалдайский (гражданский), одинцовский (рославльский), беловежский (налибокский).

Корреляция с внеледниковой областью европейской части СССР осуществляется путем сопоставления флювиогляциальных осадков и непосредственно замещающих их в южном направлении — аллювиальных, содержащих палеонтологические остатки. Водораздельные разрезы частично коррелируются по горизонтам пород лёссово-почвенной серии. Кроме того сопоставление осуществляется с помощью физико-химических методов определения возраста отложений и привязок к палеомагнитной шкале.

Внеледниковая область. Стратиграфическая схема внеледниковой области является самой полной и дробно расчлененной. В данном регионе преобладают аллювиальные, озерные, болотные, лиманные, морские и субаэральные лёссовидные породы, разделенные погребенными почвами. На севере развиты флювиогляциальные отложения. Опорные разрезы приурочены к долинам Прута, Днестра, Днепра и районам Одесского Причерноморья, Приазовья, Среднего и Нижнего Поволжья. Здесь разрезы охарактеризованы наиболее полно палеонтологическими остатками.

В 1976—1980 гг. группой авторов (К. В. Никифорова, И. И. Краснов, Л. П. Александрова, Ю. М. Васильев, Н. А. Константинова, А. Л. Чепалыга) предложена новая детальная схема стратиграфии верхнего плиоцена и четвертичных отложений в масштабе абсолютного геологического времени для всей внеледниковой области европейской части СССР. Главное обоснование схемы дано по фаунистическим комплексам млекопитающих, наземным, пресноводным и морским моллюскам и данным палинологии.

Важное значение имеет детальная климатостратиграфическая схема лёссов и погребенных почв Украины, разработанная М. Ф. Векличем, Н. А. Сиренко и др., основанная на применении палеопедологиче-

ского метода исследований. Однако выделенные в ней горизонты, относящиеся к низам плейстоцена и эоплейстоцену, недостаточно надежно увязаны с палеонтологически охарактеризованными аллювиальными и морскими осадками.

В новой схеме, принятой в настоящем полутоме, впервые во всех трех звеньях плейстоцена выделено по четыре горизонта — шесть межледниковых и шесть соответствующих эпохам похолоданий (оледенения на севере). Так же впервые выделен эоплейстоцен, расчлененный на два звена и пять горизонтов. Выделение отложений эоплейстоцена имеет четкое палеонтологическое обоснование. Три нижних горизонта, относящихся к нижнему звену, содержат остатки фауны одесского фаунистического комплекса. Два верхних горизонта, принадлежащих верхнему звену, содержат фауну таманского комплекса.

Граница между плейстоценом и эоплейстоценом проводится по подошве михайловского горизонта несколько ниже палеомагнитной инверсии Брюнес — Матуяма, на уровне 0,8—0,9 млн. лет.

Нижняя граница четвертичной системы проводится в основании эоплейстоцена, по подошве домашкинского горизонта. Эта граница совпадает с палеомагнитной инверсией Олдувей (1,67—1,87 млн. лет), и границей зон планктонных фораминифер — *Globorotalia truncatulinoides*, *G. tosaensis*, а также с границей одесского и хэпровского фаунистических комплексов млекопитающих.

В унифицированной части схемы новые названия всех горизонтов ниже окского даны по стратотипам, расположенным во внеледниковой области европейской части СССР. Выше все горизонты среднего и верхнего плейстоцена имеют названия схемы 1964 г. Стратотипы этих горизонтов находятся в ледниковой области европейской части СССР.

Корреляция всех горизонтов плейстоцена с ледниковой областью в настоящее время довольно надежно обоснована по различным критериям, среди которых для валдайского надгоризонта все большее значение приобретают радиоуглеродные датировки, а для более древних отложений — термолюминесцентные даты.

Повышенный интерес приобретает межрегиональная корреляция по лёссово-почвенным разрезам. Уже сейчас можно сопоставлять основные горизонты Украины, Приазовья и Северного Кавказа с разрезами Средней Азии и Западной Сибири.

Урал. Региональные стратиграфические схемы Урала, утвержденные МСК в 1967 и 1978 гг. мало отличаются друг от друга. Они построены в основном на материалах прилегающих к горам равнин и поэтому помимо местных названий содержат номенклатуру европейских и западно-сибирских стратиграфических подразделений. По мнению В. И. Астахова, жесткая корреляция местных разрезов с европейскими и сибирскими преждевременна, а официальный вариант корреляции, предлагаемый в унифицированной схеме 1978 г., утвержденной МСК, ошибочен. Поэтому В. И. Астаховым предложен новый вариант региональной схемы Урала с преимущественно местными названиями, которые привязаны к определенным стратотипическим разрезам или страторайонам. По-видимому, этот путь наиболее рациональный, так как если предлагаемая корреляция со схемами соседних регионов и окажется в дальнейшем не вполне верной, то на устойчивость региональной схемы это не должно повлиять.

Наиболее достоверная межрегиональная корреляция через Урал пока может быть осуществлена только по хорошо выраженным в рельефе ледниковым комплексам ильчского (московского, тазовского) и североуральского (верхневалдайского, верхнезырянского) горизонтов. Стратиграфическим перером для сопоставления уральской схемы с европейской является печорский (средневалдайский) горизонт с палеолитическими стоянками и конечными радиоуглеродными датами. К сожалению аналогичные осадки неизвестны в прилегающей части Западной Сибири.

Ледниковые слои максимального оледенения в Западном и Восточном Приуралье традиционно сопоставляются с днепровским и самаровским горизонтами.

Уральский эоплейстоцен в большинстве случаев плохо вычленяется из плиоценовой красноцветной серии. В единичных разрезах Башкирского Предуралья удается выделить два горизонта нижнего и среднего континентального апшерона (демский и давлекановский), которые по фауне мелких млекопитающих и пресноводных моллюсков сопоставляются с молдавским эоплейстоценом. Граница эоплейстоцена с плейстоценом «погребена» в нерасчлененной толще субэуральных осадков.

Западная Сибирь. Западно-Сибирский регион имеет важное значение для межрегиональной корреляции. На этой территории расположено два ряда опорных разрезов — в долинах Оби (с Иртышом) и Енисея, позволяющие осуществлять меридиональную увязку стратиграфических подразделений от Карского моря до предгорий Алтая, Западного Саяна и Казахского мелкосопочника. Региональная схема Западной Сибири хорошо сопоставляется со схемами европейской части СССР и восточных регионов. Она используется в качестве эталона при разработке схем всех регионов, лежащих к востоку от Енисея. Ряд стратотипов на Енисее является общим для Западной и Восточной Сибири.

Первая унифицированная и корреляционная схема Западной Сибири была утверждена и опубликована МСК в 1961 г. Вторично региональная схема была утверждена МСК в 1967 г. Очередной раз унифицированная и корреляционная схема Западной Сибири была доработана и принята на Тюменском Межведомственном стратиграфическом совещании в 1976 г. и утверждена МСК в 1978 г. За эти годы региональная схема претерпевала существенные изменения, связанные главным образом с дискуссией между сторонниками идеи гляциализма и маринизма.

На территории Западной Сибири развит почти полный и непрерывный разрез плиоценовых и четвертичных отложений большой мощности, представленных континентальными и морскими фациями. По всему разрезу встречаются многочисленные и разнообразные палеонтологические остатки. Здесь установлены местные фаунистические комплексы млекопитающих, которые представляют сибирскую разновидность европейских комплексов. Они позволяют уверенно выделять отложения эоплейстоценового и нижнеплейстоценового возрастов.

В региональной схеме 1978 г. в верхнем и среднем плейстоцене выделено по четыре горизонта с местными названиями. Нижний плейстоцен расчленяется на два горизонта — шайтанский и талагайкинский. К эоплейстоцену относится один верхнекочковский подгоризонт, в нижней части которого содержатся остатки кизихинского, а в верхней — раздольинского фаунистического комплексов. Несомненно кочковский «горизонт» на самом деле имеет более высокий ранг и в дальнейшем будет подразделен на несколько горизонтов.

Межрегиональная корреляция осуществима по уровням нескольких стратиграфических подразделений. Кочковский региональный горизонт (верхний подгоризонт) сопоставляется с апшероном или эоплейстоценом юга европейской части СССР, с березовским надгоризонтом Алтае-Саянской горной области и хоргосским «горизонтом» Казахстана. Объем верхнекочковского подгоризонта соответствует лишь верхней части кочковской свиты, нижняя часть которой относится к акчагылу. В связи с этим граница плиоцена с эоплейстоценом в этом регионе проводится не вполне уверенно.

Горизонты нижнего плейстоцена условно сопоставляются: шайтанский ледниковый с окским, а талагайкинский принимается как большой межледниковый «горизонт», возможно, соответствующий днестровскому надгоризонту внеледниковой области европейской части СССР (кромеру?). Первоначально талагайкинский горизонт рассматривался

как внутриминдельский, это указывает на еще недостаточную изученность разреза нижнего плейстоцена в Западной Сибири.

Тобольский горизонт соответствует лихвинскому горизонту Русской равнины. Он также, по-видимому, имеет сложное строение и по стратиграфическому объему больше соответствует рангу надгоризонта. В качестве типичного стратона для лихвинского межледниковья в узком смысле в Западной Сибири лучше было бы избрать чембакчинский стратотип, поскольку он имеет более определенное стратиграфическое положение.

Среди ледниковых горизонтов среднего плейстоцена наиболее представительным является самаровский горизонт, который сопоставляется с днепровским горизонтом на западе и ледниковым горизонтом максимального оледенения на Сибирской платформе.

Тазовский горизонт выделяется не всегда, поскольку ширтинские межледниковые отложения встречаются редко и часто самаровские и тазовские слои объединяются в бахтинский надгоризонт. Последний уверенно прослеживается во всех регионах вплоть до Дальнего Востока.

Верхний плейстоцен Западно-Сибирской равнины подразделяется также на четыре горизонта. Два ледниковых — ермаковский и сартанский — объединены вместе с разделяющими их отложениями в зырянский надгоризонт. В более ранних схемах зырянским называлось только первое оледенение позднего плейстоцена. В современном объеме зырянский надгоризонт соответствует валдайскому надгоризонту Русской равнины.

Важным для межрегиональной корреляции является казанцевский межледниковый горизонт, который включает отложения бореальной трансгрессии Северного Ледовитого океана и поэтому достаточно уверенно сопоставляется с микулинским горизонтом европейской части СССР.

В региональной схеме Западной Сибири не нашла отражения новая стратиграфическая схема расчленения субэаральной лёссовой серии Новосибирского Приобья, разработанная И. А. Волковым и В. С. Зыкиной в 1981 г., в которой выделено шесть горизонтов лёссов и шесть педокомплексов в пределах плейстоцена (палеомагнитной эпохи Брунеса). Всем этим горизонтам присвоены местные названия и они сопоставлены с региональными подразделениями схемы Западной Сибири. Схема лёссовой серии Новосибирского Приобья имеет важное значение для межрегиональной корреляции. Она хорошо сопоставляется со схемой Алтае-Саянской горной области, в которой в разрезе Предсалаирья и Салаира выделяется семь горизонтов лёссов и семь педокомплексов, причем нижний тальменский лёсс относится к эоплейстоцену.

Казахстан. Впервые региональная унифицированная схема четвертичных отложений Казахстана была выработана в 1962 г. на II Республиканском межведомственном стратиграфическом совещании. Однако эта схема не была утверждена МСК. В ней было выделено пять «горизонтов», которые соответствовали современным звеньям. Илийский «горизонт» отвечает верхнему плиоцену (апшерону и акчагылу), кошкурганский соответствует нижнему плейстоцену, лебяжинский — среднему, иртышский — верхнему плейстоцену. Отложения голоцена относятся к современному звену. Каждый «горизонт» охарактеризован региональным фаунистическим комплексом. Только из состава илийского «горизонта» позднее был выделен хоргосский «горизонт» с одноименным комплексом млекопитающих, соответствующий эоплейстоцену. Он был включен в региональную стратиграфическую схему неогена, утвержденную МСК в 1971 г.

Поскольку еще не существует новой утвержденной региональной схемы четвертичных отложений Казахстана, в этом полутоме приво-

дится проект региональной корреляционной схемы, составленной В. К. Шкатовой в 1981 г.

В корреляционной части схемы отражена стратиграфия аллювиальных, делювиальных и пролювиальных осадков, развитых на равнинах и в меньшей степени — грубообломочных отложений, приуроченных к южным горным областям. Эти отложения слагают почти непрерывную толщу неоген-четвертичных осадков, среди которых по фаунистическим комплексам млекопитающих выделяются все звенья плейстоцена, эоплейстоцен и ряд свит верхнего плиоцена.

Недостатком проекта новой схемы является отсутствие стратотипических разрезов для некоторых намеченных горизонтов, в связи с чем лишь некоторым горизонтам присвоены местные названия.

В проекте новой схемы погоризонтное расчленение принято только для верхнего и среднего плейстоцена. В каждом из них выделено по четыре горизонта. Двум нижним горизонтам среднего плейстоцена — сарбайскому и есильскому — присвоены местные названия по стратотипам и одному горизонту в верхнем плейстоцене — «придорожному».

В эоплейстоцене пока устанавливаются лишь свиты, которые на горизонты еще не подразделены.

Наиболее надежны в отношении межрегиональной корреляции есильский межледниковый горизонт, соответствующий тобольскому и лихвинскому горизонтам, и сарбайский ледниковый горизонт, отвечающий самаровскому горизонту Западной Сибири и Сибирской платформы. Придорожный горизонт верхнего плейстоцена соответствует зырянскому горизонту Западной Сибири.

Граница между плейстоценом и эоплейстоценом намечается в отложениях южных районов Казахстана по смене остатков хоргосского фаунистического комплекса кошкурганским. В северных районах данные комплексы выражены нечетко и эта граница проводится условно внутри свит. Нижняя граница эоплейстоцена проводится по кровле павлодарской, илийской и битекейской свит.

Сибирская платформа. Первая унифицированная региональная схема Сибирской платформы, входившая в состав региональной схемы Средней Сибири, была разработана на Межведомственном стратиграфическом совещании в Новосибирске в 1964 г. Она была утверждена МСК в 1966 г. в качестве рабочей схемы и опубликована в несколько сокращенном виде в статье С. Ф. Козловской и И. И. Краснова (Геология Сибирской платформы, 1966 г.). В этой схеме всем региональным стратиграфическим подразделениям были присвоены названия, заимствованные из схемы Западной Сибири, что свидетельствовало об отсутствии стратотипических разрезов в пределах самой Сибирской платформы.

В 1979 г. на Межведомственном совещании в Новосибирске была разработана новая унифицированная региональная схема Сибирской платформы, утвержденная МСК в 1981 г. В ней почти все горизонты и подгоризонты также имеют западно-сибирские названия. Проект региональной схемы Сибирской платформы, предложенный С. М. Цейтлиным и др., в настоящем полутоме почти не отличается от новой унифицированной схемы. В нем даны лишь нейтральные названия для двух горизонтов нижнего плейстоцена, поскольку авторы сомневаются в соответствии их лебедскому и талагайкинскому горизонтам, стратотипы которых находятся на границе с западно-сибирским регионом — на правом берегу долины Енисея (лебедский горизонт) и в долине Иртыша (талагайкинский горизонт).

Стратиграфические подразделения, выделенные в ледниковых областях Сибирской платформы, основаны преимущественно на установленных пространственных соотношениях разновозрастных поясов крайних ледниковых образований и их геоморфологических особенностях, характерных для областей распространения покровных оледенений. Сибирская платформа — это крайний восточный регион, где установ-

лено пять горизонтов ледниковых отложений. Древнеледниковый горизонт нижнего плейстоцена пока слабо обоснован. Сартанский горизонт получил свое название по страторегиону последнего оледенения в долине р. Сартан на юге Верхоянского хребта.

Во внеледниковых областях, преимущественно в речных отложениях встречено довольно много остатков млекопитающих, позволивших выделить в основании нижнего плейстоцена слои с алданским комплексом млекопитающих (элементы таманского комплекса), а к верхней части нижнего плейстоцена отнести отложения высоких террас с вилюйским фаунистическим комплексом (элементы тираспольского комплекса).

Многие речные долины внеледниковых областей, имевшие сток на север, периодически подпруживались ледниками, что приводило к сложным перестройкам гидрографической сети. Поэтому сопоставление речных террас, принадлежащих к бассейнам разных рек в ряде случаев затруднительно.

Развитые в Иркутском амфитеатре и Южной Якутии лёссовидные покровные субазральные отложения изучены еще недостаточно и подразделяются на горизонты без достаточного палеонтологического обоснования.

В местной стратиграфической схеме Алданского нагорья, разработанной в 1982 г. Е. Б. Хотиной, дано довольно детальное расчленение отложений горно-склонового ряда, что свидетельствует о возможности стратификации гравитационных отложений в горных областях востока СССР.

Нижняя граница плейстоцена на Сибирской платформе еще не установлена. Отложения эоплейстоцена также пока не выделены.

Наибольшее значение для межрегиональной корреляции имеют ледниковые горизонты — самаровский, соответствующий максимальному оледенению, зырянский и сартанский, которые сопоставляются достаточно уверенно с ледниковыми комплексами областей горных оледенений в смежных регионах.

СХЕМЫ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Кавказ. Сопоставление стратиграфических схем горных регионов целесообразно начать с запада, т. е. со схемы Кавказа, поскольку в ней приведены местные схемы не только горных районов, но также схемы прилегающих к Кавказу приморских областей.

Кавказский регион является одним из самых сложных по орографии, ландшафтным условиям и геологическому строению. Здесь развиты практически все генетические типы четвертичных отложений. Но стратиграфическая изученность региона в целом крайне неравномерна, при этом лучше всего изучены морские осадки, занимающие ограниченные участки вдоль морских побережий. В то же время стратиграфия склоновых отложений горных и предгорных районов по существу еще не разработана. Отмеченные особенности региона создают большие трудности для корреляции таких разнородных во всех отношениях районов, как побережье Черного и Каспийского морей с горными областями Большого Кавказа и вулканическими нагорьями Малого Кавказа. Еще большие трудности возникают при выборе общекавказских эталонов (стратотипов, страторайонов) для региональных стратиграфических подразделений.

Попытки создания общекавказских стратиграфических схем предпринимались многими исследователями. Впервые сводная корреляционная стратиграфическая схема для всего региона была составлена на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1976 г. и утверждена МСК в 1977 г. На совещании не удалось составить унифицированную часть схемы, т. е. выделить общерегиональные подразделения. Это объясняется тем, что наиболее представительные разрезы, кото-

рые могут служить стратотипами, изучены лишь по морским осадкам, и совещание сочло невозможным применить «морскую схему» в качестве региональной унифицированной схемы для всего Кавказа. Предложенные А. В. Кожевниковым региональные стратиграфические подразделения, представляющие стратотипы из разных районов, также не были признаны приемлемыми. Это связано с тем, что большинство разрезов ледниковой зоны высокогорий, так же как и разрезы вулканогенных пород, недостаточно изучены, часто фрагментарны и не удовлетворяют требованиям, предъявляемым к опорным разрезам, по которым дается обоснование региональных стратиграфических подразделений. Проект А. В. Кожевникова приведен в тексте регионального очерка и может служить для облегчения межрегиональной корреляции.

Создание рабочей корреляционной схемы для Кавказского региона имеет большое значение, так как систематизация нового стратиграфического материала по Кавказу позволяет более определенно коррелировать отложения и палеогеографические события конца плейсцена и антропогена. Так, схема севера европейской части СССР, где были развиты покровные оледенения и морские трансгрессии Полярного бассейна, сопоставима со схемой горных оледенений Кавказа и трансгрессиями Черного моря. Морские отложения Азербайджана коррелируются с осадками Туркмении, что создает предпосылки для корреляции аллювия. Исследования по стратиграфическому расчленению покровных лёссовидных толщ Восточного Предкавказья пока находятся на начальном этапе, но ведущееся изучение комплексов лёссов и погребенных почв позволит в недалеком будущем сопоставлять субаэральные отложения Украины и Северного Кавказа по всем горизонтам.

Поскольку в утвержденной МСК в 1977 г. схеме Кавказа нет единых общерегиональных стратиграфических подразделений для межрегиональных корреляций, наряду с проектом А. В. Кожевникова (см. прил. XV) выбраны две местные схемы, наиболее полно отражающие особенности строения четвертичной толщи этого региона. Одна из них показывает стратиграфическое расчленение толщи морских, лиманных и аллювиальных осадков Черноморского побережья Кавказа и Колхидской низменности. Оно основано главным образом на смене комплексов фауны морских моллюсков, по которым выделяются крупные стратиграфические подразделения, примерно в ранге звеньев. Таково строение осадков в Колхидской низменности. На Черноморском побережье исследования последних лет позволили создать более дробную схему, основанную на чередовании морских и лиманных слоев с фауной средиземноморского, эндемично черноморского и каспийского типов. При этом учитываются регрессивные фазы трансгрессий и аллювий, образующийся в это время в переуглубленных речных долинах. Для Черноморского побережья Кавказа в настоящее время имеется единственная схема с погоризонтным делением, что является большим достижением и представляет особенную важность для межрегиональных корреляций.

Местная схема ледниковой области Большого Кавказа иллюстрирует стратиграфическую позицию морен горных оледенений. Определение возраста ледниковых комплексов основано на геоморфологических данных и лишь частично на находках межморенных отложений межледниковых эпох.

Корреляция этих двух схем — «морской» и «ледниковой» — пока достаточно условна.

Средняя Азия. Первая региональная корреляционная схема Средней Азии и Южного Казахстана была разработана на Межведомственном стратиграфическом совещании в Ташкенте в 1961 г. Она была утверждена МСК в 1962 г. в качестве рабочей корреляционной стратиграфической схемы. В основе ее лежали представления о четырех неотектонически обусловленных эрозионно-аккумулятивных циклах, которым соответствуют региональные литостратиграфические комплексы,

отвечающие звеньям современных схем. Дальнейшая детализация местных схем осуществлялась за счет выделения подкомплексов, преимущественно по геоморфологическому принципу.

Схема климатостратиграфического расчленения субаэральные отложений Средней Азии впервые была разработана в 70-х годах. Установленная закономерность чередования в разрезах лёссов и погребенных почв, обусловленная ритмикой климатических изменений, позволила разработать принципиально новые стратиграфические схемы лёссовой формации (в объеме плейстоцена и эоплейстоцена) Таджикской депрессии и Приташкентского района, полностью скоррелированные между собой. Геохронологическое обоснование этих схем было обеспечено комплексом палеомагнитных, термолюминисцентных и отчасти палеонтологических и археологических данных.

Из сказанного видно, что региональная рабочая схема Средней Азии 1962 г. устарела, однако новой региональной схемы еще не предложено.

В настоящем полутоме помещена новая региональная корреляционная стратиграфическая схема, разработанная Е. А. Мининой и А. А. Лазаренко с учетом всех новейших данных. В ней выделено 15 местных схем, резко отличающихся по строению разрезов плейстоценовых и эоплейстоценовых отложений. Такое большое число местных схем объясняется сложными орографическими условиями Средней Азии, разные районы которой отличаются между собой особенностями рельефа и тектонического режима. Западная часть региона относится к Туранской низменности, южная и восточная части региона представлены горными сооружениями Копетдага, Тянь-Шаня и Памира, состоящими из систем хребтов, разделенных межгорными и внутригорными впадинами. В настоящее время имеются лишь две местные схемы — Голодной степи с Приташкентским районом и Таджикской депрессии, в которых приведено детальное климатостратиграфическое расчленение лёссовых разрезов. В них выделено в плейстоцене до десяти лёссовых горизонтов и десяти педокомплексов. В наиболее полном разрезе лёссов Таджикской депрессии в эоплейстоцене выделено восемь лёссовых горизонтов и девять педокомплексов, которые соответствуют бричмуллинской свите Приташкентского района. В последней установлен менее полный разрез эоплейстоцена (5 лёссовых и 4 почвенных горизонта).

В Таджикской депрессии установлено, что низы разреза лёссовой толщи по палеонтологическим и палеомагнитным данным относятся к верхнему плиоцену (акчагылу).

Верхи лёссовой толщи сопоставляются с террасовыми комплексами плейстоценового возраста. Эти две детальные местные схемы пока трудно сопоставимы с менее детальными стратиграфическими подразделениями других районов, где распространены иные генетические типы отложений — аллювиальные, ледниковые, морские, пролювиальные и др.

Поэтому пока не представилось возможным предложить унифицированную часть региональной схемы для всей Средней Азии. Тем не менее две упомянутые местные схемы свидетельствуют о высокой степени детальности расчленения четвертичной толщи в Средней Азии.

Для межрегиональной корреляции наиболее перспективны схемы лёссовых районов. Сходные результаты по расчленению лёссовых толщ получены в последние годы А. А. Лазаренко для района Алма-Аты. Таким образом, имеются реальные предпосылки для создания унифицированной детальной стратиграфической схемы плейстоцена и эоплейстоцена лёссовой формации Средней Азии и Казахстана.

Теперь можно считать, что появилась возможность корреляции лёссовой формации азиатских и европейских регионов.

Большим преимуществом лёссовых разрезов в отношении межрегиональной корреляции является их стратиграфическая непрерывность

и полнота по сравнению с разрезами других генетических типов — в том числе ледниковых и аллювиальных. Между тем, большинство местных схем построены именно на основании изучения этих отложений.

Алтае-Саянская горная область. Первая региональная стратиграфическая схема Горного Алтая была утверждена МСК в 1956 г. В ней выделялись местные подразделения, соответствующие горизонтам плейстоцена с местными названиями.

В 1966 г. была составлена новая схема, сходная со схемой 1956 г., но уже для всей территории Алтая и сопредельных районов. В том же году она была утверждена МСК. В 1979 г. на Межведомственном стратиграфическом совещании в Новосибирске была разработана региональная стратиграфическая схема Алтае-Саянской горной области, утвержденная МСК как унифицированная в 1981 г. Она содержит в корреляционной части десять местных схем, охватывающих Восточные и Западные Саяны, Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау и горы Тувы, все межгорные впадины, а также предгорные области — Новосибирское Приобье и Предсалаирье. Эта схема отличается от прежних значительно большей детальностью. В ней дано подробное расчленение отложений нижнего плейстоцена и выделен эоплейстоцен. Во всех звеньях плейстоцена выделяется по четыре горизонта, а нижний среднечетвертичный — соусканихинский горизонт подразделен, кроме того, на три подгоризонта, поскольку в пределах гор Алтая во время межледниковья была эпоха похолодания климата, местами проявившаяся как горное Кубадринское оледенение. После этого оледенения произошло накопление в межгорных впадинах чаганских озерно-ледниковых ленточных отложений, в которых установлена обратная магнитная полярность (эпизод Чаган — около 250 тыс. лет)

Отложения эоплейстоцена выделяются в ранге березовского надгоризонта, который содержит два фаунистических комплекса, соответствующих кизихинскому и раздольинскому в Западной Сибири.

В этой схеме имеются порайонные колонки для ледниковых и внеледниковых областей. Отложения ледниковых областей подразделяются на семь ледниковых и семь межледниковых горизонтов. Выделенные подразделения подтверждаются термолюминисцентными и радиоуглеродными датировками, а также палеомагнитными эпизодами.

Всем горизонтам региональной схемы присвоены местные названия, соответствующие местным стратотипам и страторегионам.

Особо важное значение имеет местная схема субэаральных лёссово-почвенных образований Новосибирского Приобья, в которой, на основании исследований И. А. Волкова и др., в плейстоцене выделено семь горизонтов лёссов и семь педокомплексов. Нижний горизонт лёсса имеет обратную намагниченность. Это свидетельствует о наличии в данном районе полного разреза осадков плейстоцена, переходящих ниже в отложения эоплейстоцена.

Региональная схема Алтае-Саянской горной области является образцовой для межрегиональной корреляции. Ледниковые горизонты хорошо сопоставляются с соответствующими горизонтами областей равнинных оледенений — Западной Сибири и Сибирской платформы.

Наиболее представительным и хорошо обоснованным является межледниковый соусканихинский горизонт, охарактеризованный, помимо палеонтологических данных, абсолютными датировками и определенным положением по отношению к палеомагнитным инверсиям в вышележащих слоях. Он сопоставляется с тобольским горизонтом Западной Сибири, а также с межледниковыми отложениями района Памира.

Установленные в Алтае-Саянском регионе палеомагнитные эпизоды в верхней половине среднего плейстоцена — эпизоды Каратау — 170 тыс лет и Чаган-Усун — 145 тыс. лет, еще не обнаружены в соседних регионах. Можно предполагать, что они будут иметь в будущем важное значение при межрегиональных корреляциях.

Забайкалье. Первая рабочая стратиграфическая схема Забайкалья была утверждена МСК в 1961 г. В 1965 г. Е. И. Корнутовой была составлена более детальная схема, также утвержденная МСК в качестве рабочей.

Новая региональная унифицированная схема была принята на Межведомственном совещании в Новосибирске и утверждена МСК в 1981 г. Забайкалье отличается сложным орографическим строением: состоит из горных областей, включающих межгорные впадины и областей, приближающихся по своему неотектоническому режиму к платформам. Поэтому в корреляционной части новой схемы выделено 11 районов, среди которых шесть относятся к Байкальской горной области. Патомское и Северо-Байкальское нагорье, Витимская, Селенгино-Олёкминская и Монголо-Охотская области представляют районы, существенно отличающиеся от Байкальской области. Полные разрезы кайнозойских отложений встречаются лишь в межгорных впадинах. В Забайкалье в настоящее время установлен почти непрерывный разрез континентальных отложений от позднего плиоцена (чикойская свита — акагыл) до голоцена. Отложения, залегающие на границе между неогеном и плейстоценом, в которых обнаружены фауна млекопитающих итанцинского комплекса и кудунская фауна, по представлению Е. И. Корнутовой, относятся к верхам плиоцена, а по мнению других исследований, к эоплейстоцену.

Редколлегия полутома, принявшая неоген-четвертичную границу на уровне 1,7—1,8 млн. лет под апшероном, считает, что осадки, содержащие фауну итанцинского комплекса, следует относить к эоплейстоцену. Эти отложения сопоставляются с верхней частью кочковской свиты Западной Сибири. Эоплейстоцен на горизонты не подразделяется, однако в верхней части этих слоев намечаются следы похолодания климата.

Стратиграфическая схема Забайкалья имеет солидное биостратиграфическое обоснование по фауне млекопитающих. Здесь установлено семь комплексов, представляющих местные варианты известных фаунистических комплексов, выделенных в европейской части СССР. Спорово-пыльцевые комплексы имеют подчиненное значение, поскольку сложный горный рельеф и связанная с ним вертикальная зональность существенно затрудняют интерпретацию палинологических данных.

Нижний плейстоцен на горизонты не подразделяется. К нему относятся осадки, содержащие остатки тологойского комплекса млекопитающих, которые в целом сопоставляются с нижнечетвертичным звеном Сибири и Дальнего Востока. Несмотря на отсутствие погоризонтного расчленения, в верхах нижнеплейстоценовых отложений Северо-Байкальского нагорья намечаются следы значительного похолодания климата (возможно горного оледенения).

Средний и верхний плейстоцен подразделяются каждый на четыре горизонта, которым присвоены местные названия. Они обоснованы стратотипическими разрезами, которые более или менее уверенно сопоставляются с соответствующими горизонтами Сибирской платформы и Алтае-Саянской области.

Наиболее надежным является устькиранский ледниковый горизонт, соответствующий самаровскому горизонту Западной и Восточной Сибири. В нем, а также в ледниковом томпинском горизонте верхнего плейстоцена намечается возможное расчленение на стадийные слои.

Региональная унифицированная схема Забайкалья имеет важное значение для межрегионального сопоставления схем западных и центральных регионов СССР с восточными регионами.

Дальний Восток. В 1965 г. на II Межведомственном стратиграфическом совещании была принята региональная стратиграфическая схема, которую МСК утвердил как рабочую. В этой схеме в каждом звене выделялось по две толщи без собственных названий, поскольку отсутствовали надежно изученные стратотипы.

В 1982 г. на Межведомственном стратиграфическом совещании в Магадане был разработан проект региональной корреляционной схемы для Приморья и предложен проект унифицированной схемы Дальнего Востока с горизонтами, которым присвоены местные названия. Эта схема еще не утверждена МСК. В ней выделены отложения плейстоцена и верхнего плиоцена. К плиоцену относятся две свиты — сарапульская и суйфунская. К границе между ними приурочена палеомагнитная инверсия Матуяма — Гаусс (2,43 млн. лет).

Верхняя часть сарапульской свиты, по данным М. Н. Алексеева, относится к эоплейстоцену, а эоплейстоцен, по мнению Ю. Ф. Чемекова, выделять не следует. Последний проводит неоген-четвертичную границу по подошве плейстоцена и всю сарапульскую свиту относит к плиоцену. Нижнее звено плейстоцена подразделено на межледниковый горизонт и ледниковый надгоризонт (елабужский), в пределах которого горизонты еще не выделены. Среднее и верхнее звено плейстоцена расчленено, каждое на четыре горизонта. Но в верхнем плейстоцене выделено два ледниковых горизонта, а в среднем лишь один ледниковый надгоризонт. По сравнению с Сибирской платформой и Забайкальем на Дальнем Востоке число горизонтов ледниковых отложений уменьшается, что связано, по-видимому, с общей тенденцией сокращения размеров границ оледенений в восточном направлении.

Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений на Дальнем Востоке базируется преимущественно на палинологических данных, а два горизонта верхнего плейстоцена выделяются также по данным радиоуглеродных анализов. Нижняя граница плейстоцена устанавливается по палеомагнитной инверсии Брюнес — Матуяма.

В предлагаемом проекте региональной схемы Дальнего Востока наиболее полной является местная схема Приморья, Усури-Ханкайской депрессии и юга Сихотэ-Алиня. Здесь выявлено отчетливое чередование отложений, связанных с эпохами похолоданий и потеплений климата, хотя собственно ледниковых отложений не обнаружено. В северной части Дальнего Востока такое детальное (погоризонтное) расчленение четвертичной толщи еще не применяется.

Горизонты со следами похолоданий климата перспективны в отношении межрегиональной корреляции. До сих пор на Дальнем Востоке еще не выявлено типичных межледниковых отложений с характерными чертами климатического оптимума. Наиболее надежно схема Дальнего Востока сопоставляется со схемами Забайкалья и Сибирской платформы.

Камчатка. В 1982 г. в Магадане на I Межведомственном совещании по разработке стратиграфической схемы четвертичных отложений Востока СССР была принята корреляционная схема Камчатки, разработанная О. А. Брайцевой, Г. С. Ганешиным и др. Региональные стратиграфические подразделения пока не выделяются. В основу этой схемы были положены материалы Института вулканологии ДВЦ АН СССР, МГУ и ГИН АН СССР, в которых проводится систематическое изучение как осадочных, так и вулканогенных образований.

Нерасчлененные верхнеплиоцен-эоплейстоценовые отложения представлены осадками ольховской свиты и тумрокско-кренукскими вулканогенными образованиями.

К нижнему звену плейстоцена отнесена толща древних «синих глин», содержащая спорово-пыльцевые спектры плейстоценового типа. Они указывают в нижней части толщи на более теплый климат, по сравнению с современным, и более холодный — в верхней части. Подошва толщи не изучена и поэтому ее соотношение с подстилающими осадками остается неясным.

Среднее звено плейстоцена подразделено на две толщи: «косослоистых песков» и морену среднеплейстоценового оледенения. Если толща косослоистых песков, по-видимому, отвечает первому межледниковому горизонту среднего плейстоцена, то моренная толща представляет по

объему надгоризонт, объединяющий два ледниковых горизонта среднего звена.

В верхнем звене выделяются четыре горизонта. Нижний образован аллювием высоких террас Камчатки. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на климат более теплый, чем современный. Осадки второго и четвертого горизонтов фиксируют две фазы позднеплейстоценового оледенения, они разделены межморенными слоями третьего горизонта.

Межрегиональная корреляция отложений нижнего и среднего плейстоцена возможна пока только с континентальными регионами и лишь в пределах звеньев. Корреляция со стратиграфическими схемами океанских осадков еще не проводилась.

Сахалин. Региональная корреляционная стратиграфическая схема о-ва Сахалина составлена впервые А. Н. Александровой и Г. С. Ганешиным в 1982 г. Она была принята в этом же году на Межведомственном стратиграфическом совещании в Магадане и основана лишь на местных разрезах, которые пока еще недостаточно изучены. Только в Поронайской и Сусунайской депрессиях намечается погоризонтное расчленение морских и аллювиальных отложений позднеплейстоценового возраста. Среди отложений нижнего и среднего плейстоцена выделяются лагунные, озерные и озерно-аллювиальные осадки, которые различаются лишь по морским и солоноватоводным диатомеям и спорово-пыльцевым спектрам.

В схеме показаны охристые, красно-бурые аллювиальные и лагунные отложения с неогеновыми диатомовыми водорослями и спорово-пыльцевыми спектрами хвойно-широколиственных лесов с *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Fagus*, *Castanea*, *Tsuga* и др., которые отнесены к верхам верхнего плиоцена (эоплейстоцену).

В схеме еще нет региональных стратиграфических подразделений, поэтому преждевременно использовать ее для межрегиональных корреляций.

Северо-Восток СССР. Северо-восточный регион, охватывающий огромную территорию от Верхоянского хребта и Джугджура до Чукотского полуострова, изучен еще настолько слабо, что к настоящему времени составлены всего несколько местных стратиграфических схем, относящихся преимущественно к Яно-Колымской низменности. Наиболее полной является схема Ю. А. Лаврушина (1963) для низовьев р. Индигирки. В этой схеме он выделяет преимущественно аллювиальные и аллювиально-болотные отложения шангинской, аллаховской, акчагыйской и воронцовской свит, условно сопоставляемых с горизонтами региональной схемы Западной Сибири.

Местная схема Колымской низменности, составленная А. В. Шером (1971), основана на изучении разрезов и фаунистических комплексов млекопитающих, позволивших расчленить четвертичные отложения на ряд стратиграфических горизонтов. А. В. Шер выделяет в позднем плейстоцене два оледенения, в среднем плейстоцене три оледенения, а в позднем плиоцене одно. Весьма интересные данные получены С. В. Томидиаро (1980) по территории Яно-Индигирской и Колымской низменностей, где им установлена новая золово-лессово-ледовая формация (едомная свита) и предложена схема стратиграфического расчленения верхнего плейстоцена и голоцена.

Однако на Межведомственном стратиграфическом совещании в Магадане в 1982 г. эти местные схемы еще не удалось свести в региональную корреляционную схему. По мнению В. В. Заморуева, горные области Северо-Востока СССР изучены еще очень слабо, поэтому пока преждевременно использовать местные схемы для целей межрегиональных сопоставлений.

Острова Советской Арктики. Стратиграфия континентальных и морских отложений, слагающих острова Советской Арктики, изучена еще

очень слабо. В очерке Ю. А. Лаврушина показано, что практически пока изучены лишь отложения позднечетвертичного возраста. Имеющиеся стратиграфические схемы еще невозможно использовать для корреляции с другими районами.

Из краткого обзора региональных стратиграфических схем видно, что стратиграфия четвертичных отложений значительно уточнилась за последние 10—15 лет, главным образом за счет данных о строении нижнеплейстоценовых и эоплейстоценовых отложений. Значительно расширилась региональная схема внеледниковой области европейской части СССР, в которой предложено новое погоризонтное расчленение эоплейстоцена и верхнего плиоцена. Появились новые стратиграфические схемы по восточным и южным регионам. Практически почти по всем регионам Советского Союза имеются региональные схемы, что свидетельствует о значительном повышении степени изученности стратиграфии четвертичного покрова в пределах всей страны. Сопоставление региональных схем между собой позволяет наметить общие закономерности распространения слоев с характерными палеонтологическими остатками и другими определенными признаками, установить наиболее обоснованные и выдержанные по простиранию геологические границы.

Межрегиональная корреляция осуществляется теперь вполне уверенно на основе теории полигляциализма и палеоклиматической ритмичности. Для всей территории СССР устанавливается примерно одинаковое число ритмов похолоданий и потеплений климатов высокого ранга. Некоторое уменьшение их числа на востоке объясняется недостаточной изученностью восточных и северных регионов. Установлено, что ритмичность климатических колебаний, даже низкого ранга — порядка 10—30 тыс. лет, судя по региональным схемам верхнего плейстоцена и голоцена, также выдерживается не только в пределах СССР, но и в Западной Европе и Северной Америке. Эта закономерная ритмичность палеоклимата, опосредованная в ритмах осадконакопления, служит принципиальной основой межрегиональной стратиграфической корреляции четвертичных отложений СССР. В результате сравнительной оценки и корреляции региональных схем возникает возможность наметить проект сводной стратиграфической схемы четвертичной системы СССР.

Межрегиональная стратиграфическая корреляция четвертичных отложений в пределах СССР предпринималась неоднократно. Корреляционные схемы составлялись отдельными авторами и коллективами.

Одной из первых была схема, предложенная В. И. Громовым на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода в 1957 г. В этой таблице были сопоставлены схемы В. И. Громова, Г. Ф. Мирчинка, К. К. Маркова, С. А. Яковлева и А. И. Москвитина со схемами Западной Европы, Северной Америки и Африки. Четвертичная (антропогенная) система подразделялась на три отдела: эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен. В плейстоцене выделялись три яруса, а в эоплейстоцене два яруса. Более дробные подразделения соответствовали рангу горизонтов.

Следует упомянуть также схему развития природы различных районов СССР в четвертичном периоде К. К. Маркова, Г. И. Лазукова и В. А. Николаева (1965), в которой приведены схемы европейской части СССР, Западной Сибири, Восточной Сибири, морей юга СССР и пустынь Средней Азии. В ней выделялось пять ледниковых стратиграфических подразделений (горизонтов) в плейстоцене и апшеронское похолодание в эоплейстоцене.

Наиболее подробной является корреляционная схема четвертичных отложений СССР, составленная Г. С. Ганешиним и И. И. Красновым (1968 г.). В ней приведено 12 региональных схем, часть которых сход-

на с современными схемами (Урал, Западная Сибирь, Средняя Сибирь). Однако большая их часть к настоящему времени устарела и заметно отличается от новых региональных схем. В этой корреляционной схеме зоплейстоцен не выделен, поскольку в Государственной геологической службе СССР нижняя граница четвертичной системы принята над апшероном и его стратиграфическими аналогами.

Во втором издании БСЭ (том 47), в статье К. В. Никифоровой (1957 г.) «Четвертичный (антропогенный) период», и в третьем издании БСЭ (том 2), в статье Е. В. Шанцера (1970 г.) «Антропогенный (четвертичный) период» — приведены корреляционные стратиграфические схемы четвертичных отложений СССР, включающие зоплейстоцен, которые сопоставлены со схемами Западной Европы, Азии и Северной Америки.

Подобные сопоставления предпринимались неоднократно и позднее, в частности В. А. Зубаковым (Геохронология..., 1974 г.), А. И. Москвитиним (1970 г.) и др.

Новейшая схема глобальной корреляции четвертичных отложений европейской части СССР, Западной Сибири, Средней Азии со странами Западной Европы, Азии, Северной и Южной Америки и Новой Зеландии опубликована в 1982 г. К. В. Никифоровой и др.

Во всех упомянутых схемах намечена определенная последовательность расчленения отложений четвертичной системы. Основные стратиграфические границы разделов и звеньев довольно близко совпадают. Некоторые различия в схемах разных авторов имеют главным образом номенклатурный характер. Это свидетельствует об отсутствии договоренности в отношении установления рангов геологических событий и хроностратиграфических подразделений.

Теоретической основой корреляции удаленных друг от друга разрезов и региональных схем четвертичных отложений является признание синхронности важнейших изменений климата, физико-географической обстановки, а следовательно и характера осадконакопления и развития органического мира на значительных территориях. При этом, однако, необходимо учитывать влияние местных географических условий — положения региона внутри или на окраинах континента, влияния неравномерных неотектонических движений и т. п., которые могли бы вызывать известный сдвиг однотипных явлений во времени и поэтому создавать некоторую асинхронность геологических событий.

Однако теперь определенно доказано, что так называемая метакронность имеет лишь подчиненное значение. Она выражается в виде местных отклонений от закономерных, и в общем, синхронных в глобальном масштабе природных явлений.

Корреляция стратиграфических разрезов четвертичных отложений в различных районах СССР основана на сопоставлении ледниковых и межледниковых горизонтов, развитых в областях распространения материковых и горных оледенений, на сопоставлении речных, озерных, морских отложений, лёссов и погребенных почв и других образований, связанных с эпохами похолоданий и потеплений климата — во внеледниковых областях.

Приведенные в сводной корреляционной таблице региональные стратиграфические схемы платформенных и горных областей свидетельствуют о том, что все главнейшие геологические подразделения и границы, получившие вначале обоснование в западных регионах страны, позднее были выделены в южных и восточных регионах. Поэтому теперь можно сопоставлять отложения, соответствующие разделам, звеньям, горизонтам и оппелльсонам в пределах всей территории Советского Союза.

В связи с этим возникает задача разработки общей сводной стратиграфической схемы четвертичной системы для всей территории СССР. Она должна служить в качестве эталона при сопоставлении всех стра-

тиграфических подразделений разного ранга, выделенных в региональных и местных схемах.

Естественно, что при разработке сводной схемы СССР необходимо использовать наиболее полные и детальные региональные схемы.

Среди приведенных в корреляционной таблице наиболее полной является региональная схема европейской части СССР. Она уже давно использовалась как сводная унифицирующая схема СССР, хотя это нигде не было узаконено. Поэтому в качестве проекта сводной схемы СССР мы предлагаем принять схему европейской части СССР, дополнив ее названиями по стратотипам из других регионов, если таковые являются более обоснованными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абасов М. А. 1970. Геоморфология Нахичеванской АССР. Баку, Элм.
- Агаджанян А. К. 1972. Раннеплейстоценовые грызуны Приазовья и Дона.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М., № 3.
- Агаджанян А. К., Боярская Т. Д., Глушанкова Н. И. 1973. Разрез новейших отложений Мамонтова гора (под ред. К. К. Маркова). М., Изд-во МГУ.
- Адаменко О. М. 1974. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск, Наука.
- Адаменко О. М. 1975. Стратотипы свит тобольского горизонта на юге Западно-Сибирской равнины.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 210.
- Адаменко О. М., Адаменко Р. С., Кульчицкий А. А. 1980. Опорные разрезы и фауна мелких млекопитающих эоплейстоценовых отложений Прибайкалья.— В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 452). Новосибирск.
- Адаменко Р. С. 1975. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие из новых месторождений в верховьях Лены.— Бюл. КИЧП, № 43, М., Наука.
- Аксенов М. П., Медведев Г. И. 1967. Новые данные по донеолитическому периоду Приангарья.— Изв. Вост.-Сиб. отд. геогр. об-ва СССР. Т. 65, Иркутск.
- Александрова А. Н. 1972. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода острова Сахалина.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода.
- Александрова А. Н. 1974. Строение плейстоценовых толщ и палеогеография Центрально-Сахалинских депрессий.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12.
- Александрова А. Н., Белецкая С. В. 1965. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии Поронайской депрессии (Сб. статей по геологии и гидрогеологии)/Второе гидрогеологическое управление МГ СССР. Вып. 5.
- Александрова Л. П. 1965. Ископаемые полевки (*Rodentia, Microtinae*) из эоплейстоцена Южной Молдавии и юго-западной Украины.— В кн.: Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих. М.
- Александрова Л. П. 1973. О «переходных» средне-верхнеэоплейстоценовых фаунах грызунов.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии, М.
- Александрова Л. П. 1976. Грызуны антропогена юга европейской части СССР.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 291.
- Александрова Л. П. 1981. Новый вид копытного лемминга (*Dicrostonyx okaensis* sp.) и его значение для определения возраста отложений окского оледенения лхвинского стратотипического разреза.— В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.
- Алексеева Л. И. 1977. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 300.
- Алексеев М. Н. Антропоген Восточной Азии. Стратиграфия и корреляция. М., Наука.
- Алексеев М. Н., Куприна Н. П., Медянцева А. Н., Хорева И. М. 1962. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 66.
- Алексеев М. Н., Равский Э. И., Цейтлин С. М. 1966. Основные геохронологические этапы антропогена Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3.
- Алешинская З. В., Бондарев Л. Г., Воскресенская Г. Н. 1971. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины (под ред. К. К. Маркова). М., Изд-во МГУ.
- Алешинская З. В., Бондарев Л. Г., Шумова Г. М. 1980. К палеогеографии бассейна озера Чатыркель в плейстоцене.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М., № 7.
- Алешинская З. В., Куликов О. А., Мотузко А. Н. 1976. К палеогеографии и стратиграфии новейших отложений Иссык-Кульской впадины.— В кн.: Проблемы общей физич. географии. М.
- Али-Заде А. А. 1978. Апшерон Азербайджана. М., Недра.
- Али-Заде А. А., Асадулаев Э. М. 1972. Плиоцен Азербайджана.— В кн.: Геология СССР, т. 47. М. Геол. описание.
- Алтае-Саянская горная область. 1969. М., Наука.
- Амарян В. М. 1970. Четвертичные вулканогенные образования Армении.— В кн.: Геология СССР, т. 43, М.

Амурский Г. И. 1962. Вопросы происхождения неоген-четвертичных континентальных отложений Юго-Восточной Туркмении.—Тр. Ин-та геол. АН Туркм. ССР, т. 4.

Ананова Е. Н. 1965. Соотношение флор лихвинского межледникового Русской равнины с аналогичными флорами района Балтики и сопредельных территорий.—Балтика, Вильнюс. № 2.

Ананова Е. Н., Зарина Е. П. 1973. Новые данные по стратиграфии межледниковых отложений на реках Малая Коца и Большая Дубенка (верховья Волги).—Бюл. КИЧП, № 40.

Андрусов Н. И. 1928. Геологическое строение и история развития Керченского пролива.—Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 6, № 1.

Андрусов Н. И. 1963. Апшеронский ярус (1923).—Избр. тр., т. 2.

Антощенко-Оленев И. В. 1975. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск, Наука.

Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. (Сб. статей). 1963. М., Изд-во АН СССР.

Антропоген Южного Урала. 1965. Отв. ред. В. Л. Яхимович. М., Наука.

Апухтин Н. И. 1971. Четвертичная система.—В кн.: Геология СССР. Т. 1.

Апухтин Н. И. 1978. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений юго-восточной части Кольского полуострова.—В кн.: Четвертичная геология и геоморфология (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., т. 297, Л).

Апухтин Н. И., Экман И. М. 1967. Стратиграфия. Мурманская область, Карелия, Запад Архангельской, Северо-Запад Вологодской и Север Ленинградской областей.—В кн.: Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.

Апухтин Н. И., Яковлева С. В. 1961. Стратиграфия четвертичных отложений вост. части Балтийского шита и сопредельных районов.—В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Вып. 4. М.

Арсланов Х. А. 1975. Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена Европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зоны).—Бюл. КИЧП, № 43.

Арсланов Х. А., Верецагин Н. К., Лядов В. В., Украинцева В. В. 1980. О хронологии каргинского межледникового и реконструкции ландшафтов Сибири по исследованиям трупов мамонтов и их «спутников».—В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины. 1981.—В кн.: Путеводитель совместного советско-французского полевого семинара по теме: «Динамика взаимодействия между естественной средой и доисторическим обществом». М.

Архипов С. А. 1960. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеография бассейна среднего течения Енисея.—Тр. ГИН АН СССР, вып. 30, М.

Архипов С. А. 1971. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, Наука.

Архипов С. А., Вотах М. Р., Казьмина Т. А. 1968. К стратиграфии четвертичных отложений Приобского степного плато.—В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.

Архипов С. А., Гольберт А. В., Гудина В. И. 1980а. К стратиграфии плейстоцена Большехетского района на Енисейском Севере.—Бюл. КИЧП, № 50.

Архипов С. А., Гольберт А. В., Гудина В. И. 1980б. Плейстоценовые морские трансгрессии и оледенения севера СССР.—В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.

Асеев А. А. 1959. Палеогеография долины Средней и Нижней Оки в четвертичный период. М., Изд-во АН СССР.

Асланян А. Т. 1958. Региональная геология Армении. Ереван.

Асланян А. Т., Саядян Ю. В. 1973. Основные черты плио-плейстоценовой истории Армении.—В кн.: Путеводитель экскурсий IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Ереван.

Астахов В. И. 1972. Морфология краевых ледниковых образований бассейна Верхней Печоры.—В кн.: Региональные исследования ледниковых образований, Рига.

Астахов В. И. 1978. О Карском центре покровного оледенения Западной Сибири. Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. Л., Недра.

Астахов В. И. 1980. Структура северного плейстоцена по данным космических и высотных съемок.—Исследования Земли из космоса. № 5.

Ауслендер В. Г., Гей В. П. 1967. История развития Кубено-Сухонской озерной впадины в плейстоцене и голоцене.—В кн.: Материалы II симпозиума по истории озер северо-запада СССР. Минск.

Афанасьев Б. Л., Белкин В. И. 1963. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской Тундры.—В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.

Ахметьева Н. П. 1977. Палеогеография Нижнего Приамурья. М., Наука.

Бабеев А. М. 1962. Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии.—Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 4.

- Базаров Д. Б., Антощенко-Оленев И. В.* 1976. Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья и некоторых сопредельных районов.— Тр. Геол. ин-та БФ СО АН СССР, вып. 8 (16).
- Баранова Ю. П.* 1972. Проблема раннечетвертичного оледенения северо-востока Сибири.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.
- Барбот-де-Марни Н. П.* 1862. Геолого-орографический очерк Калмыцкой степи и прилегающих к ней местностей.— Записки Русск. геогр. общества.
- Белкин В. И.* 1967. Войская свита — маркировочный горизонт кайнозоя Северо-Востока Русской равнины.— Геология и петрография Зап. Урала, вып. 3, уч. зап., № 166, Пермь.
- Белова В. А.* 1981. Палинология и стратиграфия плейстоцена Чарской котловины.— В кн.: Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.
- Беляева Е. И., Курдюков К. В.* 1963. О новых находках ископаемых млекопитающих в северной Киргизии.— Бюл. КИЧП, № 28.
- Бердыев Г. Б.* 1965. Четвертичные отложения Туркменистана.— В кн.: Вопросы геологии Туркмении. Ашхабад.
- Бердыев Г. Б., Шумаков Ю. В.* 1969. Четвертичный покров Заунгузья и южного Препуралья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад.
- Беспалый В. Г.* 1974. Схема стратиграфии плейстоценовых отложений Камчатки.— В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан.
- Бирман А. С., Расцветаев Л. М.* 1967. О схеме расчленения плиоценовых моласс Центрального и Глурского Копет-Дага.— Вестн. МГУ. Сер. геол., № 6.
- Бирман А. С., Расцветаев Л. М.* 1969. Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений Восточного Копет-Дага.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. № 2. М.
- Бискэ Г. С.* 1959. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, Гос. изд-во Кар. АССР.
- Бискэ С. Ф.* 1957. Четвертичные отложения Колымской низменности.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сев.-Вост. СССР, № 11.
- Бискэ С. Ф.* 1978. Четвертичные отложения Крайнего Северо-Востока СССР.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 383.
- Блажчишин А. И., Лынькова Т. И., Кириллов О. В., Шкатов Е. П.* 1979. Строение плиоцен-четвертичной толщи дна Баренцева моря на разрезе: полуостров Рыбачий — острова Земли Франца-Иосифа.— В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.
- Бобоедова А. А.* 1971. Верхний плиоцен — нижний плейстоцен, четвертичная система.— В кн.: Геология СССР. Т. 34. Геол. описание, Тургайский прогиб, М.
- Богачев В. В.* 1924. Пресноводная фауна Евразии.— Тр. Геол. Ком. сер., вып. 135.
- Богачкин Б. М.* 1967. Кайнозойские отложения и новейшие тектонические движения Яломанской впадины.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 4.
- Богачкин Б. М.* 1981. История тектонического развития Горного Алтая. М., Наука.
- Борисевич Д. В.* 1961. Палеогеография и четвертичные отложения Северного и Среднего Урала.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 3, М.
- Борисов Б. А.* 1967. Палеогеновая и неогеновая системы. Тарбагатай.— В кн.: Геология СССР. Т. 41, Восточный Казахстан. Геол. описание. М.
- Борисов Б. А., Клейман Г. П.* 1967. Палеогеновая и неогеновая системы. Саурская зона.— В кн.: Геология СССР, т. 41, Восточный Казахстан. Геол. описание. М.
- Борисов Б. А., Минина Е. А.* 1980. Ребристые основные морены гор и их значение для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.
- Борисов Б. А., Минина Е. А., Мохов В. В.* 1980. История четвертичного оледенения Алайской долины.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 112, вып. 5.
- Боч С. Г.* 1957. Состояние изученности и задачи исследования некоторых основных проблем четвертичной геологии Западно-Сибирской низменности.— Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Л.
- Боярская Т. Д.* 1961. К вопросу о развитии растительности бассейна р. Ангары в четвертичный период (по результатам спорово-пыльцевого анализа).— В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.
- Боярская Т. Д., Варущенко А. Н.* 1965. Причины и факторы изменчивости условий осадконакопления (на примере рыхлых кайнозойских толщ бассейна Алдана).— В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтева И. С., Лупкина Е. Г.* 1968. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., Наука.
- Бреслав С. Л.* 1971. Четвертичная система.— В кн.: Геология СССР. Т. 4. Центр Европейской части СССР. М.
- Бреслав С. Л., Валуева М. Н., Маудина М. И.* 1979. Новые данные по одиночному стратотипическому разрезу.— Докл. АН СССР, т. 248, № 1.
- Бреслав С. Л., Валуева М. Н., Селезнев Е. Д.* 1981. Доокские аллювиальные отложения в разрезе у г. Чекалина.— В кн.: Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плиоцена и плейстоцена Центральных районов европейской части СССР. М.

Бреслав С. Л., Заррина Е. П., Краснов И. И. 1971. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена Северо-Запада европейской части СССР.— В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л.

Будагов Б. Б. 1964. О древнем оледенении юго-восточного окончания Большого Кавказа в пределах Азербайджана.— Тр. Межвед. совещ. по изуч. олед. Кавказа (Инф. сб. о работах по МГГ), № 10, М.

Былинский Е. Н. 1974. О втором климатическом оптимуме микулинского межледниковья.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 4.

Вайтекунас П. П. 1969. О стратиграфическом подразделении неоплейстоцена гляциальной области (на примере Прибалтики).— В кн.: Материковое оледенение и ледниковый морфогеоз. Вильнюс.

Вайтекунас П. П., Арсланов Х. А., Спиридонова Е. А. 1973. Разрез верхнеплейстоценовых отложений у Куркляй (Литовская ССР).— Научн. тр. вузов Лит. ССР, геогр. и геол., т. 10.

Валуева М. Н., Гричук В. П., Новский В. А., Шик С. М. 1969. Отложения лихвинского межледниковья в Ярославском Поволжье.— Бюл. КИЧП, № 36.

Вангенгейм Э. А. 1961. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений Северо-Восточной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 48.

Вангенгейм Э. А. 1977. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). К X конгрессу INQUA (Бирмингем, 1977). М., Наука.

Варданянц Л. А. 1929. О древнем оледенении северного склона Центрального Кавказа (Горная Осетия).— Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 61, вып. 1.

Варданянц А. Л. 1948. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморской области. Ереван.

Варнаевский В. Г. 1971. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М., Наука.

Васильев В. А. 1962. Стратиграфия четвертичных отложений Таджикистана.— В кн.: Новейший этап геологич. развития территории Таджикистана. Душанбе.

Васильев В. А. 1966. Кайнозой Памира (континентальные отложения). Душанбе, Доннш.

Васильев Ю. М. 1961. Антропоген Южного Заволжья.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 49.

Васильев Ю. М. 1969. Формирование антропогенных отложений ледниковой и внеледниковой зон (по материалам изучения бассейна Дона и смежных областей). М., Наука.

Васильев Ю. М. 1973. Особенности соотношения осадков перигляциальной и аридной формаций с морскими осадками Каспия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.

Васильев Ю. М. 1980. Отложение перигляциальной зоны Восточной Европы. М., Наука.

Васильев Ю. М., Александрова Л. П. 1965. Новые находки ископаемых грызунов (*Rodentia, Microtinae*) в раннеантропогенных отложениях бассейнов Днепра и Дона.— В кн.: Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих. М.

Васильковский Н. П. 1951. К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана.— Тр. Ин-та геол. АН Узб. ССР, вып. 6.

Васильковский А. П. 1959. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы и Индигирки и на Северном побережье Охотского моря.— В кн.: Ледн. период на территории европейской части СССР и Сибири. М.

Векилов Б. Г. 1969. Антропогенные отложения северо-восточного Азербайджана. Баку, Элм.

Веклич М. Ф. 1968. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев, Наукова Думка.

Веклич М. Ф., Сиренко Н. А. 1977. Новое о корреляции лёссовых, морских и ледниковых образований плейстоцена.— В кн.: Палеогеографические основы рационального использования природных ресурсов. Ч. 2. (Тез. докл. Всесоюз. конгресса). Киев.

Великовская Е. М. 1960. Верхнеплейстоценовые континентальные отложения Кубанского прогиба.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 35 (5).

Величкевич Ф. Ю. 1979. О нижнеплейстоценовой флоре лихвинского стратотипа.— Докл. АН СССР, т. 245, № 3.

Величкевич Ф. Ю. 1980. О семенной флоре разреза Бутенай на р. Швянтрин.— В кн.: Проблемные вопросы геологии неогена и антропогена Белоруссии. Минск.

Величкевич Ф. Ю., Лийварнд Э. Д. 1976. Новые данные о флоре и растительности разреза Карукюля в Эстонии.— Изв. АН ЭССР. Хим. геол., т. 25, № 3.

Величко А. А. 1973. Природный процесс в плейстоцене. М., Наука.

Величко А. А. 1975. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины.— В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.

Величко А. А. 1981. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре главных климатических ритмов плейстоцена.— В кн.: Вопросы палеогеографии. М.

- Величко А. А., Девириц А. А., Добкина Э. И.* Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лёссах Русской равнины.— Докл. АН СССР, т. 155, № 3.
- Величко А. А., Лебедева И. М.* 1974. Опыт палеогляциологической реконструкции для Восточного Памира.— В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения. М., вып. 23.
- Величко А. А., Морозова Т. Д.* 1972. Основные горизонты лёссов и ископаемых почв Русской равнины.— В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогеновые явления на Русской равнине. М.
- Величко А. А., Морозова Т. Д., Певзнер М. А.* 1973. Строение и возраст горизонтов лёссов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья.— В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.
- Верещагин Н. К.* 1957. Остатки млекопитающих из нижнечетвертичных отложений Таманского полуострова.— Тр. ЗИН АН СССР, т. 22.
- Верещагин Н. К.* 1977. Берелехское кладбище мамонтов.— В кн.: Мамонтовая фауна Русской равнины и Вост. Сибири (Тр. ЗИН АН СССР, т. 72).
- Виноградов А. В., Мамедов Э. Д.* 1972. Стратиграфия четвертичных отложений низовьев Зеравшана и Юго-Западных Кызылкумов в свете новейших геологических и археологических исследований.— Бюл. КИЧП, № 38.
- Вишневецкая Е. М., Клейменова Г. И., Болдырев В. Л.* 1974. Новые данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов донных отложений юго-восточной Балтики.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. № 12.
- Возарин Б. Д.* 1976. К вопросу о предельной границе распространения Московского ледника в Среднем Приднпровье.— В кн.: V Всесоюзное совещание по изучению краевых образований материковых оледенений. Киев.
- Вознячук Л. Н.* 1966. О стратиграфическом подразделении среднечетвертичных отложений в древнеледниковой области Русской равнины.— В кн.: Материалы 4-й конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск.
- Вознячук Л. Н.* 1973. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий.— В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск.
- Вознячук Л. Н., Грипинский Н. М., Пузанов Л. Т.* 1971. Четвертичная система.— В кн.: Геология СССР, т. 3, Белорусская ССР. М.
- Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т.* 1967. К вопросу о геологическом возрасте отложений Беловежского межледниковья.— Докл. АН БССР, т. 11, № 8.
- Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т.* 1971. История геологического развития. Четвертичный период.— В кн.: Геология СССР, т. 3, Белорусская ССР. М.
- Возраст вулканов Курило-Камчатской вулканической области. 1971/Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Сулержицкий Л. Д. и др.*— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.
- Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. 1980.* М., Наука.
- Волкова В. С.* 1966. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Наука, Новосибирск.
- Волкова В. С.* 1980. Палинологическая характеристика кочковского горизонта.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 452.
- Волков И. А.* 1971. Позднечетвертичная субаэральная формация.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 107, М., Наука.
- Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. 1972, 1976.* Уфа, изд-во Баш ФАН СССР, вып. 1, 2.
- Гайгалас А. И.* 1965. Особенности крупнообломочного материала разновозрастных горизонтов морей плейстоцена Юго-Восточной Литвы и возможности использования для стратиграфии.— В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс.
- Гайгалас А. И.* 1979. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс. Мокслас.
- Гайгалас А. И., Раукас А. В.* 1965. Распространение руководящих валунов в плейстоценовых моренах Прибалтики.— Бюл. КИЧП, № 30.
- Галабала Р. О., Леонов Б. Н.* 1967. Стратиграфия четвертичных отложений бассейна нижнего течения р. Лены.— В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск.
- Гамжрелидзе П. Д.* 1949. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. Геол. ин-та АН ГрузССР, № 2.
- Ганешин Г. С.* 1977. Успехи в стратиграфическом изучении четвертичных отложений Востока СССР.— В кн.: Четвертичная геология и структурная геоморфология СССР (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 222).
- Ганешин Г. С., Краснов И. И.* 1968. Четвертичная система. Корреляция разрезом.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М.
- Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемеков Ю. Ф.* 1972. Принципы стратиграфического расчленения четвертичных отложений, объем и наименование их подразделений.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.
- Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. 1979.* Рига, Зинатне.
- Геология антропогена Белоруссии. 1973.* К IX Конгрессу ИНКВА. Минск, Наука и техника.

- Геология СССР*. Т. 9, 1968. Северный Кавказ. Ч. 1. М. Недра.
- Геология СССР*. Т. 11. 1967. Поволжье и Прикамье. М., Недра.
- Геология СССР*. т. 21, 1970. Западный Казахстан, М., Недра.
- Геология СССР*. Т. 22, 1972. Туркменская ССР. М., Недра.
- Геология СССР*. Т. 23, 1972. Узбекская ССР. Геол. описание. М., Недра.
- Геология СССР*. Т. 25, 1972. Киргизская ССР. Геол. описание. М., Недра.
- Геология СССР*. Т. 26, 1970. Острова Советской Арктики. М., Недра.
- Геология СССР*. Т. 40, 1971. Южный Казахстан. М., Недра.
- Геология СССР*. Т. 46, 1970. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. М., Недра.
- Геология четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР*. 1967. Под ред. Н. И. Апухтина, И. И. Краснова. Л., Недра.
- Геохронологическое и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена северо-запада Русской равнины* 1970/М. Е. Вигдорчик, В. Г. Ауслендер, П. М. Долуханов и др.— В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.
- Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР*, 1969. К VIII конгр. ИНКВА, Л., Наука.
- Геохронология СССР*. Т. 3, 1974. Новейший этап (поздний плиоцен-четвертичный период). Под ред. В. А. Зубакова. Л., Недра.
- Геохронология четвертичного периода*. 1980. М., Наука.
- Гитерман Р. Е.* 1960. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений юга и востока Сибирской платформы.— В кн.: Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений западной и центральной Сибири и их стратиграфическое значение (Тр. ГИН АН СССР, вып. 31), М.
- Говберг Л. И., Кышева-Абаджиева В., Димитров П. С.* 1979. Стратиграфические комплексы моллюсков.— В кн.: Геология и гидрология западной части Черного моря. Под ред. Я. И. Маловицкого. София.
- Гожик П. Ф., Лаврушин Ю. А., Чугунный Ю. Г.* 1976. Гляциодислокации горы Пивихи. Киев, Наукова Думка.
- Горецкий Г. И.* 1957. О соотношении морских и континентальных осадков Приазовья, Приманычья и нижнего Подонья.— Тр. КИЧП, т. 13, М.
- Горецкий Г. И.* 1962. О возрастных и пространственных соотношениях антропогенных террас р. Кубани.— Тр. КИЧП, т. 19, М.
- Горецкий Г. И.* 1980. Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понеманья). Минск, Наука и техника.
- Горлова Р. Н.* 1968. Смена растительности как компонента биоценозов в предпоследнее межледниковье. М., Наука.
- Горшков С. П.* 1961. Геологический возраст и палеогеографические особенности формирования террас среднего течения Енисея.— Докл. АН СССР, т. 141, № 3.
- Горшков С. П., Рыбакова Н. О.* 1961. О составе и возрасте эоплейстоценовых отложений Красноярского района.— Докл. АН СССР, т. 141, № 3.
- Граница неогена и четвертичного периода*. 1980. М., Наука.
- Григина О. М.* 1979. Результаты палинологических исследований плейстоценовых отложений Северной Киргизии.— В кн.: Сев. Тянь-Шань в кайнозое. Фрунзе.
- Григоренко П. Г.* 1961. К стратиграфии и истории формирования четвертичных отложений Северной Киргизии.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3, М.
- Гриненко О. А., Жарикова А. П.* 1982. Палинокомплексы верхнекайнозойских отложений Колымской низменности на рубеже 0,7 млн. лет.— В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Вып. 2, Магадан.
- Гричук В. П.* 1952. Основные результаты микропалеонтологического изучения четвертичных отложений Русской равнины.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 3, М.
- Гричук В. П., Айрапетян Т. А.* 1976. Разрез плейстоценовых континентальных отложений Гамзачиманской котловины.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6.
- Гричук В. П., Гричук М. П.* 1959. Древнеозерные отложения в районе г. Плеска.— В кн.: Ледниковый период на территории европ. части СССР и Сибири. М.
- Гричук М. П.* 1978. Палеоботанические основания для выделения белчанского стратиграфического горизонта на континентальных районах Северо-Востока.— В кн.: Палинологические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток.
- Гричук М. П.* 1979. Палеогеографические материалы по разрезу аллювиальных отложений в устье р. Нера и их стратиграфическое положение.— Бюл. КИЧП, № 49.
- Громов В. И.* 1940. Материалы к изучению террас Терка между Орджоникидзе и Моздоком.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., вып. 33, № 10.
- Громов В. И.* 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., вып. 64 (17).
- Гросвальд М. Г.* 1965. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., Наука.
- Гуделис В. К.* 1961. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы.— В кн.: Четвертичные отложения Восточной и Центральной Европы. Варшава.
- Гудина В. И.* 1976. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 314.
- Гурина Н. Н., Котелькин Б. И., Котельков С. А.* 1974. Первобытные культуры и эволюция экологической обстановки в верхнем плейстоцене и голоцене на побережье

Европейской Арктики.— В кн.: Первобытный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене. М.

Гурский Б. Н. 1974. Нижний и средний антропоген Белоруссии. Минск, Наука и техника.

Гуслицер Б. И. 1972. Стратиграфия нижнего и среднего плейстоцена южной части Печорского Урала.— В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 2, Уфа.

Гуслицер Б. И. 1973. Возраст валунных суглинков и межморенных отложений в районе с. Кипиево (Нижняя Печора) по данным изучения костей грызунов.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европ. части СССР (Ежегодник—72 Ин-та геологии Коми ФАН СССР). Сыктывкар.

Гуслицер Б. И. 1976. О недостоверности некоторых местонахождений палеолита и ископаемой фауны на территории Коми АССР.— Бюл. КИЧП, № 45.

Гуслицер Б. И., Лийва А. 1972. О возрасте местонахождения остатков плейстоценовых млекопитающих и палеолитической стоянки Бызовья на Средней Печоре.— Изв. АН ЭССР, т. 21, № 3, биология.

Гуслицер Б. И., Лосева Э. И. 1979. Верхний кайнозой Печорской низменности. Научн. докл., вып. 43. Коми ФАН СССР, Сыктывкар.

Давыдова Н. Н., Джиноридзе Р. Н., Масица Г., Спиридонова Е. А. 1970. Стратиграфия донных отложений Гданьской бухты — Балтика, Вильнюс, № 4.

Давыдова Н. Н., Квасов Д. Д., Спиридонова Е. А. 1967. Диатомовый и спорово-пыльцевой анализ колонны донных отложений Гданьской впадины Балтийского моря.— Докл. АН СССР. Сер. геол., т. 177, № 6.

Даниланс И. Я. 1973. Четвертичные отложения Латвии. Рига, Зинатне.

Данилова И. А. 1959. Четвертичные отложения и рельеф окрестностей географической станции МГУ «Красновидово». — В кн.: Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. М.

Даньшин Б. М. 1936. Геологическое строение Московской области.— Тр. ВИМС, вып. 105 (18).

Даследавані антрапагену Беларусі. 1978. Минск, Наука.

Деяткин Е. В. 1965. Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 126.

Деятова Э. И. 1961. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Онеги. М., Изд-во АН СССР.

Дедков А. П. 1976. Четвертичные отложения Среднего Поволжья.— В кн.: Состояние изученности стратиграфии плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской обл. и задачи дальнейших исследований. Уфа.

Десятова Т. Ф. 1973. Возрастные критерии морен Ярославского Поволжья.— Докл. АН СССР, № 3, вып. 213.

Дик И. П. 1974. Древнее оледенение Токинского становика (Южная Якутия).— Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 1.

Димитров П. С., Говберг Л. И. 1979. Новые данные о плейстоценовых террасах и палеогеографии Болгарского шельфа Черного моря.— Геоморфология, № 2.

Дмитриев И. М. 1984. О возрасте днепровского и донского ледниковых языков. Уч. зап. Харьк. ун-та, т. 26.

Додонов А. Е., Пеньков А. В. 1977. Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан).— Бюл. КИЧП, № 47.

Додонов А. Е., Ранов В. А., Пеньков А. В. 1980. Находки палеолита в древних погребенных почвах Южного Таджикистана и их геологическая позиция.— Бюл. КИЧП, № 48.

Долуханов П. М., Хотинский Н. А. 1974. Палеогеографические рубежи голоцена и мезо-неолитическая история Европы.— В кн.: Первобытный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене. М.

Дорофеев П. И. 1956. Плейстоценовые флоры Нижней Волги и Ахтубы.— Ботанический журн., т. 41, вып. 6.

Дорофеев П. И. 1967. О плиоценовой флоре Белоруссии.— В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.

Дубинкин С. Ф. 1961. О так называемой Майминской морене на Горном Алтае.— Сов. геология, № 4.

Дуброво И. А., Гитерман Р. Е., Горлова Р. Н., Рендартен Н. В. 1980. Позднечетвертичные отложения и палеогеография района обитания киргизского мамонтика.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10.

Дуванный Яр — опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности. 1978/Т. Н. Каплина, Р. Е. Гитерман, О. В. Лахтина и др.— Бюл. КИЧП, № 48.

Евзеров В. Я., Гудина В. И. 1971. Межледниковые отложения Кольского полуострова (стратиграфия и палеогеографическая характеристика).— В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.

Еловичева Я. К. 1979. Шкловские (рославльские) межледниковые отложения Белоруссии и смежных территорий. Минск, Наука и техника.

Еловичева Я. К. 1980. Стратиграфическое расчленение среднеплейстоценовых отложений Центра Восточно-Европейской равнины. Минск, Наука и техника.

Ерошенко Н. В., Александрова А. Н. 1972. Стратиграфия четвертичных отложений Западного Прихотья, Нижнего Приамурья, Северного Сахалина и их корреляция.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.

Ефимова Л. И., Казуро О. Ю., Пономарева Е. А. 1980. Палеонтологическая характеристика кочковского горизонта предальтайской равнины.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 452.

Ефимцев Н. А. 1961. Четвертичные отложения западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 61.

Жидовинов Н. Я., Куралев В. И. 1971. Плиоценовые отложения северного Прикаспия.— В кн.: Стратиграфия неогена востока европ. части СССР. М.

Зажигин В. С. 1980. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 339.

Зажигин В. С. 1980а. Млекопитающие и кочковский горизонт.— В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск.

Заикина Н. Г., Саядян Ю. В., Соколова Н. С. 1969. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов древнеозерных отложений Ленинкаанского озера.— В кн.: Новейшие отложения, новейшая тектоника и человек, № 1, М.

Заморий П. К., Моляко Г. И., Пидопличко И. Г. 1961. Состояние изученности четвертичных (антропогенных) отложений Украинской ССР. Czwartorzęd Europy Srodkowej i Wschodniej. Czesc I YNQUA. VI Международный конгресс Wydawnictwa Geologiczne Warszawa.

Заморуев В. В. 1976. Главный климатический рубеж плейстоцена и горное оледенение Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. Изд. ВГО, т. 108, вып. 1.

Заморуев В. В. 1978. Проблемы изучения четвертичного оледенения гор Востока СССР.— В кн.: Четвертичн. геология и геоморфология (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 297).

Заррина Е. П., Краснов И. И. 1965. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий.— В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс.

Заррина Е. П., Краснов И. И., Спиридонова Е. А. 1980. Климатостратиграфическая корреляция и хронология позднего плейстоцена северо-запада и центра Русской равнины.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология (Докл. сов. геологов к XXVI Междунар. геол. конгрессу в Париже), М.

Заррина Е. П., Краснов И. И., Спиридонова Е. А. 1981. Стратиграфия и палинология лёссовидных пород центра Среднерусской возвышенности.— В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л.

Заррина Е. П., Спиридонова Е. А., Арсланов Х. А., Симонова Г. Ф. 1973. Новый разрез средневалдайских отложений у с. Шенское (Молого-Шекснинская впадина).— В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия, Л.

Захаров Ю. Ф. 1972. Проблема картирования и расчленения верхнечетвертичных озерно-аллювиальных отложений Западной Сибири.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.

Зеленский Е. Е. 1971. Кайнозойские отложения нижнего течения р. Муи.— В кн.: Вопросы геологии Бурятии (Тр. отд. геол. Бурят. филиала СО АН СССР, вып. 3). Улан-Удэ.

Зинова Р. А. 1982. Плиоцен севера Центрального Казахстана. Минск, Наука и техника.

Знаменская О. М., Соколова В. Б., Хомутова В. И. 1970. Сравнительный анализ палеогеографических условий развития южных и западных берегов Ладожского озера.— В кн.: История озер. Т. 2, Вильнюс.

Золотарев А. Г. 1974. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск, Наука.

Зубаков В. А. 1967. Плейстоценовые отложения Енисейской впадины.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии, вып. 6, М.

Зубаков В. А. 1972. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 184, Л., Недра.

Зубаков В. А., Кочегура А. П., Попов Г. И. 1975. О возрасте и расчленении чаудинского горизонта Причерноморья.— В кн.: Колебания уровня мирового океана. Л.

Зубович С. Ф. 1975. Развитие лихвинского палеоводоёма по данным ископаемых остракод.— В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. Минск.

Зудин А. Н. 1980. Некоторые проблемы транссибирской палеомагнитной корреляции опорных разрезов квартера и региональной стратиграфии.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 452.

Зудин А. Н., Вотах М. Р., Галкина Л. И., Липехина В. Я. 1977. Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 373.

Зыкина В. С., Волков И. А., Дергачева М. И. 1981. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. Новосибирск, Наука.

Иванова И. К. 1946. Материалы к стратиграфии травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 21 (5).

Иванова И. К. 1965. Геологический возраст ископаемого человека. М., Наука.

Иванова И. К. 1977. О ранних интерстадиалах вюрмского времени.— В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии (к X конгрессу ИНКВА), М.

Исаева Л. Л. 1963. Следы четвертичного оледенения в северо-западной части Среднесибирского плоскогорья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2.

Исаева Л. Л. 1972. Палеогеография долины Нижней Тунгуски в четвертичном периоде.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.

Исаева Л. Л., Никольская М. В. 1970. К вопросу о самостоятельности тазовско-го оледенения.— В кн.: Корреляция новейших отложений севера Евразии. Л.

Исаева-Петрова Л. С. 1972. Реконструкция вертикальной поясности растительности восточной части Большого Кавказа в апшеронском веке. Палинология плейстоцена. М., Наука.

История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплюоценовое и четвертичное время. 1970.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 92.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. 1974. М., Наука.

Кабайлене М. В. 1965. Некоторые вопросы стратиграфии и палеогеографии голоцена юго-восточной Литвы.— Тр. Ин-та геологии (Вильнюс), вып. 2.

Казакевич Ю. П., Ревердатто М. В. 1972. Ленский золотоносный район. Геология кайнозойских отложений и типы золотоносных россыпей Ленского района.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 88—2, М., Недра.

Казьмина Т. А. 1980. Остракоды кочковской свиты и ее аналогов.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 452.

Канивец В. И. 1976. Палеолит крайнего Северо-Востока Европы. М., Наука.

Каплина Т. Н. 1978. О типах констативного аллювия области многолетнемерзлых пород.— В кн.: Общее мерзлотоведение (Материалы к III Междунар. конф. по мерзлотовед.). Новосибирск.

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. 1974. Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 214.

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. 1975. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношений оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири. М., Изд-во ГО СССР.

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. 1977. К проблеме образования залежей реликтового глетчерного льда и сохранения изначально-мерзлых морен.— Изв. ВГО, т. 109, вып. 4.

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. 1978. Наземное и подземное оледенение Западно-Сибирской равнины в плейстоцене.— В кн.: Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. Л.

Каралетян С. Г. 1968. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. 21, № 1—2.

Карта четвертичных отложений европейской части СССР и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 1 500 000 (ред. И. И. Краснов). 1971. Л., ВСЕГЕИ.

Карта четвертичных отложений Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1 : 100 000 (Под ред. М. Ф. Веклич). 1978.— Объясн. записка. Киев.

Карташов И. П. 1966. Количество и возраст оледенений Северо-Востока СССР.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М.

Каяк К., Кессел Х., Лийвранд Э. 1976. Местная рабочая стратиграфическая схема четвертичных отложений Эстонии.— В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений Прибалтики. Вильнюс.

Каяк К., Пуннинг Я.-М. К., Раукас А. 1970. Новые данные о геологии разрезов Карукюла (Юго-Западная Эстония).— Изв. АН ЭССР. Хим. геол. 194.

Кинд Н. В. 1973. Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным.— В кн.: Итоги науки. Стратиграфия и палеонтология, т. 4, М.

Кинд Н. В. 1974. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 257. М., Наука.

Кинд Н. В., Колпаков В. В., Сулержицкий Л. Д. 1971. О возрасте оледенений Верхоянья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10.

Китовани Т. Г. 1976. Геохронологическое значение позднеплюоценовых и раннеплейстоценовых *Cardinae* Западной Грузии.— Тр. ВНИИГНИ, груз. отд., вып. 206. Тбилиси, Самгота Сакартвели.

Клейнер Ю. М. 1968. Плиоцен-четвертичные отложения и геологическая история Устюрта и Мангышлака.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 10.

Кленова М. В. 1960. Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР.

Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых—нижнеплейстоценовых отложений юга СССР. 1976/К. В. Никифорова, И. И. Краснов, Л. П. Александрова, Ю. М. Васильев и др.— В кн.: Геология четвертичного периода. (Доклады сов. геологов, МГК, XXV сессия), М.

Климатостратиграфия и хронология среднего Валдая северо-запада и центра Русской равнины. 1981/Х. А. Арсланов, С. Л. Бреслав, Е. П. Заррина и др.— В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.

Климашаускас А. Ю. 1967. О возможности применения минералогических данных для стратиграфического расчленения четвертичной толщи.— В кн.: Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вильнюс.

Ковалевский С. А. 1936. Континентальные толщи Аджиноурс. Азнефтеиздат, Баку—Москва.

- Когай Н. А., Мамедов Э. Д. 1960. О результатах расчленения четвертичных отложений Кызылкумов.—Узбек. геол. журнал, № 3.
- Кожамкулова Б. С. 1969. Антропогенная ископаемая териофауна Казахстана. Алма-Ата, Наука.
- Кожевников А. В. 1959. К истории формирования долины Волги.— В кн.: Опыт и методика изучения гидрогеологических условий крупных водохранилищ. М.
- Кожевников А. В. 1961. Новое о рельефе и строении аллювия долины р. Кубани.— Вестн. МГУ. Сер. геол., № 1.
- Кожевников А. В. 1962. Верхний плейстоцен долин Теберды и Кубани.— Бюл. КИЧП, № 27.
- Кожевников А. В. 1966. Эоплейстоцен Поволжья и предгорий Кавказа.— В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.
- Кожевников А. В. 1971. К стратиграфии антропогена Поволжья и Понто-Каспия.— В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л.
- Кожевников А. В., Кожевникова В. Н., Саядян Ю. В. 1973. К истории формирования Араратской котловины.— Вестн. МГУ, № 1.
- Кожевников А. В., Никитин М. Ю. 1977. Антропоген долины р. Сулак на Северном Кавказе.— Бюл. МОИП. Отд. геол., № 3.
- Кондратене О. П. 1965. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных.— В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной части Литвы (Тр. Ин-та геологии ЛитССР, вып. 2). Вильнюс.
- Кондратене О. П. 1971. Палеоботаническая характеристика опорных разрезов. Стратиграфия отложений нижнего плейстоцена Литвы.— В кн.: Строение, литология и стратиграфия отложений нижнего плейстоцена Литвы (Тр. Лит. НИГРИ, вып. 14), Вильнюс.
- Кондратене О. П., Крупицкас Р. А., Швядас К. И. 1980. Новый разрез бутенских (лихвинских) межледниковых отложений в долине р. Швянтойи (Литовская ССР).— Тр. АН Лит. ССР. Сер. Б., т. 5 (120).
- Константинова Г. С. 1965. О полигонально-жильных льдах на Анюиско-Колымской равнине.— В кн.: Подземный лед. Вып. 1, М.
- Константинова Н. А. 1967. Антропоген Южной Молдавии и Юго-Западной Украины.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 173.
- Корнилов Б. А. 1962. Рельеф юго-восточной окраины Алданского нагорья. М., Изд-во АН СССР.
- Корнутова Е. И. 1968. История развития Торейских озер Восточного Забайкалья.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.
- Корнутова Е. И., Хотина Е. Б. 1967. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Забайкалья.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 145) М.
- Корнутова Е. И., Хотина Е. Б., Замоуев В. В. 1975. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения юга Забайкалья. М., Недра.
- Короткий А. М., Гвоздева И. Г., Лобанова Л. А. 1982. К обоснованию возраста осадков черноруччинского (каргинского) горизонта среднего и северного Сихотэ-Алиня.— В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Вып. 3, Магадан.
- Короткий А. М., Караулова Л. П., Троицкая Т. С. 1980. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск, Наука.
- Костенко Н. П. 1958. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Таджикской депрессии.— Тез. докл. к совещанию по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М.
- Костенко Н. Н. 1961. Путеводитель по геологическим маршрутам Южного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Костенко Н. Н. 1963. Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Алма-Ата.
- Костенко Н. Н., Диденко-Кислицина Л. К. 1971. Четвертичная система.— В кн.: Геология СССР. Т. 40. Южный Казахстан. Геол. описание. М.
- Костенко Н. Н., Кожамкулова Б. С. 1964. Палеонтологические критерии в корреляции нижнеантропогенных отложений Казахстана и Таджикистана.— Вестн. АН КазССР, № 6.
- Костенко Н. Н., Савинова А. Н. 1971. Неогеновая система.— В кн.: Геология СССР. Т. 40. Южный Казахстан. Геол. описание. М.
- Костенко Н. Н., Тетюхин Г. Ф., Федоров П. В. 1962. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана.— Бюл. КИЧП, № 27.
- Котляков В. М., Кренке А. Н., Гросвальд М. Г. 1978. Новый взгляд на современное и древнее оледенение Памира и Гиссаро-Алая.— Изв. АН СССР. Сер. географ., № 5.
- Крапивнер Р. Б. 1961. Проблема соединения бассейнов Камы, Вычегды и Печоры в четвертичное время и перигляциальные отложения бассейна р. Камы.— Бюл. МОИП, т. 36 (2).
- Красненков Р. В. 1967. Плиоценовые террасы среднего Дона.— В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.
- Красненков Р. В., Агаджанян А. К. 1976. Плиоценовые мелкие млекопитающие Урва на Дону.— Докл. АН СССР, т. 226, № 2.

- Красненков Р. В., Иосифова Ю. И., Шулешикина Е. А., Либерман Ю. Н.* 1980. О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка (по данным изучения мелких млекопитающих).— Докл. АН СССР, т. 252, № 3.
- Красненков Р. В., Иосифова Ю. И., Шулешикина Е. А.* 1981. Опорный разрез нижнего плейстоцена на р. Иловаи близ г. Мичуринска.— В кн.: Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плиоцена и плейстоцена центральных районов Европейской части СССР. М.
- Краснов И. И.* 1948. Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий.— В кн.: Материалы по геоморфологии Урала. М.—Л.
- Краснов И. И.* 1967. Региональная унифицированная и корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений Европейской части СССР.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 145, вып. 6). Л.
- Краснов И. И., Никифорова К. В.* 1973. Схема стратиграфии четвертичной (антропогенной) системы, уточненная по материалам последних лет.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.
- Кригер Н. И., Москвитин А. И.* 1961. Очерк изученности плейстоцена Русской равнины в пределах РСФСР. Czwariorzed Europy Srodkowej i Wschodniej. Czesc. 1, Warszawa, 1961.
- Крокос В. И.* 1926. Краткий очерк четвертичных отложений Украины.— Бюл. МОИП. Отд. геол., № 4.
- Крукле М. Я.* 1977. Строение и стратиграфическое подразделение плейстоценовых отложений восточнолатвийской возвышенности. Вильнюс.
- Крукле М. Я., Лусина Л. А., Стелле В. Я.* 1963. Разрез плейстоценовых отложений у населенного п. Фелицпанова.— В кн.: Вопросы четвертичной геологии, вып. 2, Рига.
- Кузнецова Л. А.* 1971. Плейстоцен Печорского Приуралья. Казань, Изд-во Каз. ун-та.
- Кузьменко С. П.* 1982. Плиоценовые и четвертичные отложения Среднеамурской депрессии.— В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР, вып. 3, Магадан.
- Кузьмин А. М., Рогов Г. М.* 1970. О ледниковых отложениях в Кузбассе.— В кн.: Гляциология Алтая, вып. 6.
- Куликов О. А., Карпов Н. А., Власов В. К.* 1980. Определение абсолютного возраста новейших отложений Исык-Кульской котловины РТЛ-методом.— Тез. докл. Межведом. совещ. «Полевые и лабораторн. методы исследования ледник. отложений». Таллин.
- Курдюков К. В.* 1962. Схема расчленения четвертичных (антропогенных) отложений Северной Киргизии.— Докл. АН СССР, т. 142, № 1.
- Кушев С. Л.* 1964. Безытийское оледенение Центрального Кавказа.— Тр. Межвед. совещ. по изуч. олед. Кавказа. № 10, М., Изд-во МГУ.
- Кыштымов А. И.* 1972. Стратиграфия четвертичных отложений бассейна среднего течения реки Амгузмы (Чукотский полуостров).— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.
- Лавров А. С.* 1974. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Северо-Востока Европейской части СССР.— Бюл. КИЧП, № 41, М., Наука.
- Лавров А. С., Арсланов Х. А.* 1977. Возраст и генезис террас Печорской низменности: новые геологические и радиоуглеродные данные.— В кн.: Речные системы и мелиорация. Ч. 1 (Материалы 14 Пленума геоморф. комиссии АН СССР). Новосибирск.
- Лавров А. С., Потапенко Л. М.* 1971. О генезисе валунных суглинков бассейнов Вычегды и Печоры.— В кн.: Вопросы региональной геологии СССР, М.
- Лаврова М. А.* 1949. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района.— Уч. зап. ЛГУ, Сер. геогр., № 6.
- Лаврова М. А.* 1960. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Лаврушин Ю. А.* 1963. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных отложений материковых оледенений.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 87.
- Лаврушин Ю. А.* 1976. Строение и формирование основных морен с материковых оледенений.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 288.
- Лазаренко А. А., Болиховская Н. С., Семенов В. В.* 1980. Опытдробного стратиграфического расчленения лёссовой формации Приташкентского района.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5.
- Лазаренко А. А., Пахомов М. М., Пеньков А. В.* 1977. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии.— В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. Ч. 1, М.
- Лазуков Г. И.* 1970. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). М., Изд-во МГУ.
- Лаухин С. А.* 1966. Стратиграфия четвертичных отложений нижнего течения р. Ангары.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М.
- Лебедева Н. А.* 1963. Континентальные антропогенные отложения Азово-Кубанского прогиба и их соотношения с морскими толщами.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 84.
- Лебедева Н. А.* 1972. Антропоген Приазовья.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 215.
- Лебедева Н. А.* 1978. Корреляция антропогенных толщ Понто-Каспия. М., Наука.
- Левков Э. А.* 1980. Гляциотектоника. Минск, Наука и техника.

- Левковская Г. М.* 1970. Основные этапы развития озер и болот на севере Западной Сибири в голоцене. — В кн.: История озер. Т. 2. Вильнюс.
- Леонтьев О. К., Каплин П. А., Рычагов Г. И.* 1976. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 5, М.
- Лидер В. А.* 1976. Четвертичные отложения Урала. М., Недра.
- Лийвранд Э. Д.* 1971. Палинологическая характеристика послемиккулинских интерстадиальных отложений разреза Отепя (юго-восточная часть Эстонии). — В кн.: Палинологические исследования в Прибалтике. Рига.
- Лийвранд Э., Вальт И.* 1966. Результаты спорово-пыльцевого анализа межморенных морских отложений на острове Прангли (Эстония). — Бюл. КИЧП, № 31.
- Линькова Т. И.* 1982. Возможности использования палеомагнитных данных при изучении четвертичного периода на Северо-Востоке. — В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Вып. 1. Магадан.
- Ложкин А. В.* 1976. Развитие растительности Северо-Востока в среднечетвертичное время. — В кн.: Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток.
- Ложкин А. В.* 1977а. Радиоуглеродные датировки верхнеплейстоценовых отложений Новосибирских островов и возраст едомной свиты Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, т. 235, № 2.
- Ложкин А. В.* 1977б. Условия обитания Берелехской популяции мамонтов. — В кн.: Мамонтовая фауна Русской равнины и Восточной Сибири (Тр. ЗИН АН СССР, т. 72).
- Лосева Э. И., Дурягина Д. А.* 1973. Результаты комплексного изучения опорного разреза плейстоценовых отложений на Средней Печоре у д. Родионово. — В кн.: Геология и палеонтология плейстоцена Северо-Востока европ. части СССР. (Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР, вып. 16). Сыктывкар.
- Лоскутов В. В.* 1964. О третичных отложениях Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. 2, Душанбе.
- Лоскутов В. В., Меламед Л. Р., Рафиев А.* 1965. О возрасте кулябской свиты Таджикской депрессии. — Докл. АН ТаджССР, т. 8, № 4.
- Лоскутов В. В., Трофимов А. К.* 1971. Древнее оледенение северного Памира. — В кн.: Новые данные по геологии Таджикистана. Вып. 1, Душанбе.
- Лоскутов В. В., Ершова Л. Н., Колотов В. А.* 1971. О стратиграфии верхнеплиоцен — нижнечетвертичных отложений Таджикской депрессии. — Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 2.
- Лузин Б. К.* 1964. Некоторые особенности распределения четвертичных отложений в связи с новейшими движениями на примере Гаудано-Фирюзинского района Центрального Копетдага. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А.* 1958. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. — В кн.: Материалы по региональной геологии и геоморф. складч. обл. Сибири и Средней Азии (Тр. ВАГТ, вып. 4).
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А.* 1961. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3, М.
- Мавлянов Г. Х., Нурматов А. Н.* 1972. Четвертичные отложения Центральной Ферганы. Ташкент, Фан.
- Мадерни У. Н.* 1974. Стратиграфия континентального кайнозоя Тургайского прогиба и смежных регионов. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 218.
- Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А.* 1981. О нижневалдайских отложениях и некоторых вопросах палеогеографии последнего оледенения Северо-Запада Русской равнины. — В кн.: Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. Апатиты.
- Мамедов А. В.* 1973. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Баку, ЭЛМ.
- Мамедов Э. Д.* 1957. К стратиграфии новейших континентальных образований Центральных Кызылкумов. — Тр. Среднеазиат. гос. ун-та. Нов. сер., вып. 99. Географ. науки, кн. 10.
- Мануйлов С. Ф., Рыбалко А. Е., Спиридонова Е. А.* 1981. Стратотип позднечетвертичных и голоценовых отложений соловецкого шельфа Белого моря. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л.
- Марков К. К.* 1965. Главные изменения природы поверхности Земли в голоцене. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М.
- Марков К. К.* 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. — Тр. ГГУ ВСНХ СССР, вып. 117.
- Маргинов В. А.* 1980. Кочковский региональный горизонт. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 452.
- Маргинов В. А., Мизеров Б. В., Никитин В. П., Шаевич Я. Е.* 1977. Геоморфологическое строение долины р. Оби в районе г. Новосибирска (к XIV пленуму геоморфологической комиссии АН СССР) ИГиГ СО АН СССР, НТГУ, Новосибирск.
- Маслова И. В.* 1960. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плейстоценовых и четвертичных отложений по керну александринской опорной скважины (район г. Кизляр). — Тр. Всесоюз. НИИ природных газов, вып. 10 (18).
- Матвеев А. В.* 1976. Ледниковая формация антропогена Белоруссии. Минск, Наука и техника.

- Матвеева Г. В. 1962. Новые данные по стратиграфии четверт. отл. Среднего Тимана. — В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии, вып. 52, Л.
- Матвеева О. В. 1960. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений предгорий Алтая, горных районов Восточного Алтая и Западной Тувы. — В кн.: Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение (Тр. ГИН АН СССР, вып. 31).
- Материалы по геологии и полезным ископаемым Центральных районов Европейской части СССР. 1970. — Тр. Юбил. науч.-техн. конфер., посвящ. 50-летию ТГУЦР. (стратиграфия, литология, тектоника). Вып. 6, М.
- Маудина М. И. 1968. Погребенное озеро одинцовского века в районе г. Мичуринска. — Бюл. КИЧП, № 35.
- Махнач Н. А. 1971. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск, Наука и техника.
- Мац В. Д., Покатилов А. Г. 1976. Стратиграфия четвертичных отложений в береговой полосе оз. Байкал. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3.
- Международный симпозиум по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы». 1977. Душанбе, 3—13 октября. Путеводитель экскурсий. М., Наука.
- Мейрокс З. Б., Страуме З. А. 1979. Кайнозойская группа. — В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. Рига.
- Меламед Л. Р. 1964. Граница между неогеновым и четвертичными периодами в Таджикской депрессии. — Докл. АН ТаджССР, т. 7, № 9.
- Меридиональный спектр природно-климатических этапов плейстоцена во внетропическом пространстве Северного полушария (по данным Восточно-Европейского сектора). 1980/И. П. Герасимов, А. А. Величко, А. К. Маркова и др. — В кн.: Дистанционное зондирование. Докл. советских геологов. XXVI сессия МГК. М.
- Механошин С. П. 1972. Кайнозойская группа (южной Якутии). — В кн.: Геология СССР. Т. 12. Южная Якутия. М.
- Милановский Е. Е. 1960. О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центрального Кавказа. — Докл. АН СССР, т. 130, № 1.
- Милановский Е. Е. 1966. Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. — В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. 1973. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. 1963. Геологическое строение Кавказа. М., МГУ.
- Минаева Е. А., Борисов Б. А. 1978. Стратиграфия четвертичных отложений Восточного Памира и Алайской долины. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 297.
- Мирчинк Г. Ф. 1933. Стратиграфия, синхронизация и распределение четвертичных отложений Европы. — Тр. 2-й Междунар. конф. ассоц. по изуч. четв. периода Европы, вып. 3.
- Микроусов В. П., Садовский Н. Д. 1964. Четвертичная система. — В кн.: Геология СССР. Т. 31, Камчатка, Курильские и Командорские острова, М.
- Морские неоген(?)-четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей. 1965/Н. Г. Зыорская, З. И. Яшина, В. Я. Слободин и др. (Тр. НИИГА, т. 144).
- Москвитин А. И. 1936. О трех моренах под Москвой. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 14, № 4.
- Москвитин А. И. 1946. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения среди других оледенений Европы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 21, № 4—5.
- Москвитин А. И. 1947. Молого-шекснинское межледниковое озеро. — Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР, вып. 88.
- Москвитин А. И. 1958. Четвертичные отложения и история формирования долины Волги в ее среднем течении. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 12.
- Москвитин А. И. 1961а. «Теплые» и «холодные» межледниковья как основы стратиграфического подразделения плейстоцена. — В кн.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода (1957 г.). Т. 1, М.
- Москвитин А. И. 1961б. О физико-географических условиях одинцовского межледниковья (в дополн. и исправл. Путеводителя экскурсий совещ. по стратигр. четв. отл., 1954 г.). — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 2.
- Москвитин А. И. 1965. Плейстоцен Европейской части СССР. (Критический обзор литературных данных). — Тр. ГИН АН СССР, вып. 123.
- Москвитин А. И. 1967. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 156.
- Москвитин А. И. 1976. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М., Наука.
- Мочанов Ю. А. 1975. Стратиграфия и абсолютная хронология палеолита Северо-Восточной Азии. — В кн.: Якутия и ее соседи в древности. Якутск.
- Мочанов Ю. А. 1977. Древнейшие этапы заселения человеком северо-восточной Азии. Новосибирск Наука.
- Нагинский Н. А., Амурский Г. И. 1958. Краткий обзор и общая схема параллелизации четвертичных отложений низменных Кара-Кумов и юго-восточной Туркмении. — Изв. АН ТССР, № 5.
- Невесская Л. А. 1959. Донные комплексы моллюсков верхнечетвертичных отложений (Анапский район). — Тр. Океанограф. комисс., № 4.
- Невесский Е. Н., Медведев В. Е., Калинин В. В. 1977. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М., Наука.

Нейштадт М. И. 1952. О подразделении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 3, М.

Нейштадт М. И. 1957. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР.

Нейштадт М. И. 1965. Некоторые итоги изучения отложений голоцена. — В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.

Некрасов И. А. 1976. Криолитозона Северо-Востока и Юга Сибири и закономерности ее развития. Якутск.

Немцова В. К. 1977. Состояние изученности флор и растительности плиоцена и плейстоцена Предуралья. — В кн.: Итоги биостратиграфических, литологических и физических исследований плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. Уфа.

Несмеянов С. А. 1964. О новой находке южного склона в молассах северо-западной Ферганы. — Докл. АН ТаджССР, т. 7, № 5.

Нижнеплейстоценовые отложения д. Карчево на Новогрудской возвышенности в Белоруссии и их стратиграфическое и палеогеографическое значение. 1977/Л. Н. Вознячук, Н. А. Махнач, А. Н. Мотузко и др. — Докл. АН БССР, т. 21, № 11.

Никитин П. А. 1957. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М., Изд-во АН СССР.

Никифорова К. В. 1957. Четвертичный (антропогенный) период. БСЭ (2-е изд.), т. 47.

Никифорова К. В. 1960. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 45.

Никифорова К. В. 1973. Нижняя граница четвертичной (антропогенной) системы. — В кн.: Стратиграфия, палеонтология. Т. 4. Итоги науки и техники, М.

Никифорова К. В., Васильев Ю. М., Иванова И. К. 1982. Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М., Наука.

Никифорова К. В., Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. 1965. Антропогенные формации юга Европейской части СССР. — Бюл. КИЧП, № 30.

Николаев Н. И. 1948. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. — Тр. МГРИ, т. 23.

Никонов А. А. 1972. К обоснованию стратиграфии отложений Афгано-Таджикской депрессии. — Бюл. КИЧП, № 39.

Никонов А. А., Ершова Л. Н. 1978. К стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений и палеогеографии Таджикской депрессии (бассейн р. Кызылсу). — Докл. АН ТаджССР, т. 21, № 10.

Никонов А. А., Пахомов М. М. 1976. Стратиграфия и палеогеография антропогена Горного Бадахшана (Таджикская ССР, Афганистан). — Бюл. КИЧП, № 46.

Никонов А. А., Пеньков А. В. 1973. К геохронологии Средней Азии и Южного Казахстана в плиоцене и раннем плейстоцене. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10.

Новейшие отложения и палеогеография западной Камчатки. 1978. М., Наука.

Новский В. А. 1975. Плейстоцен Ярославского Поволжья. М., Наука.

Новые данные о возрасте верхнеплейстоценовых отложений в Калининско-Ярославском Поволжье. 1970/Х. А. Арсланов, С. Л. Бреслав, Л. И. Громова и др. — Докл. АН СССР, т. 195, № 5.

Новые данные по палеогеографии раннего плейстоцена ледниковой области Вост.-Европ. равнины. 1978/Л. Н. Вознячук, Н. А. Махнач, А. Н. Мотузко и др. — Докл. АН СССР, т. 239, № 1.

О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера. 1967/Х. А. Арсланов, Л. И. Громова, Е. П. Заррина и др. — Докл. АН СССР, т. 172, № 1.

Обзор радиоуглеродных датировок верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Северо-Востока Азии. 1971/Н. А. Шило, В. Г. Беспальный, Т. Д. Давидович и др. — Геология и геофизика, № 10.

Окишев П. А., Рудой А. Н., Герасимов Н. Г. 1978. Ленточные отложения Чаганузуна и их палеогляциологическое значение. — В кн.: Гляциология Алтая, вып. 14. М.

Олюнин В. Н. 1953. К истории оледенения юго-востока горной части Кабардино-Балкарской АССР. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 58.

Опорные геологические разрезы антропогена Украины. 1967/М. Ф. Веклич, А. Т. Артюшенко, Н. А. Сиренко и др. Ч. 1, Киев, Наукова Думка.

Опорные геологические разрезы антропогена Украины. 1969/М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко, В. А. Дубняк и др. Ч. 2, Киев, Наукова Думка.

Опорные разрезы и краевые образования материковых оледенений западной части Украины. 1980/А. Б. Богущкий и др., отв. ред. В. Г. Бондарчук, К. И. Перепчук. Киев.

Орвику К. К., Пиррус Р. О. 1965. Межморенные органогенные отложения в Карюкюла (Эстонская ССР). — В кн.: Литол. и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин.

Орлова З. В. 1964. Спорово-пыльцевые спектры аллювия современных речных пойм Западной Чукотки и их стратиграфическое значение. — Докл. АН СССР, т. 154, № 2.

Орлова Л. А. 1980. Новые данные по радиоуглеродной хронологии озерных отложений Таджикской впадины (Тува). — Докл. АН СССР, т. 250, № 6.

Островский А. Б. 1967. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин кавказского побережья. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 1.

Островский А. Б., Шелинский В. Е. 1969. Новые данные об узунларских слоях Черноморского побережья Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 154, № 2.

Павлов А. П. 1925. Неогеновые и послетретичные отложения южной и юго-восточной Европы. — Мемуары об-ва любителей естеств. антроп. и этнографии, вып. 5.

Палеогеографические этапы и рабочая стратиграфическая схема плейстоцена равнинной территории Украины. 1977/М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко, И. В. Мельничук и др. — В кн.: Теоретические и прикладные проблемы палеогеографии. Киев.

Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. 1980/С. А. Архипов, В. И. Астахов, И. А. Волков и др. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 470.

Паньчев В. А. 1979. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 451.

Пахомов М. М. 1973. Интерпретация результатов спорово-пыльцевых анализов четвертичных отложений гор Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 6.

Пахомов М. М., Никонов А. А. 1977. О плиоценовом оледенении и Кокбайском межледниковье Памира. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8.

Пахомов М. М., Шофман И. Л., Прокопчук Б. И. 1975. Условия формирования антропогенных отложений Чебыдинского разреза (нижнее течение р. Вилуй). — Бюл. КИЧП, № 44.

Певзнер М. А. 1972. Палеомагнетизм и корреляция плиоцен-четвертичных отложений. — В кн.: Докл. к Международному коллоквиуму по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». М.

Пеньков А. В., Гамов Л. Н., Додонов А. Е. 1976. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9.

Пеньков А. В., Никонов А. А., Пахомов М. М. 1976. Первые данные по палеомагнитной характеристике плиоценовых и четвертичных отложений Памира. — Докл. АН СССР, т. 229, № 3.

Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности. 1961/Е. П. Заррина, Ф. А. Каплянская, И. И. Краснов и др. — В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, ВСЕГЕИ. Нов. сер., № 4, с. 54—104.

Петров О. М. 1966. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 155, М.

Писарева В. В. 1965. Интерстадиальные образования эпохи Московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отл. зап. части Костромской области. — В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 4, М.

Писарева В. В., Величкович Ф. Ю., Шик С. М. 1979. Межледниковые отложения в районе г. Балашиха. — Докл. АН СССР, т. 248, № 1.

Писарева В. В., Никифорова С. Н., Свиридова Т. Г. 1966. Палинологическая характеристика микулинских межледниковых отложений северо-востока Европейской части СССР. — В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.

Плейстоцен Сибири и смежных областей. 1973. К IX конгрессу ИНКВА. М., Наука.

Плейстоцен Тирасполя. 1969. Кишинев, Штинца.

Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. 1981. М., Наука.

Поздний кайнозой Казахстана Прииртышья. 1973. Алма-Ата, Наука.

Погуляев Д. И. 1955. Геология и полезные ископаемые Смоленской области. Т. 1. Смоленск.

Покровные и материковые оледенения и рельеф. 1976/С. А. Архипов, С. М. Андреева, А. А. Земцов и др. — В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1, М.

Покровская И. М. 1936. О межморенных отложениях р. Мги. — Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. 2.

Попов А. И. 1975. О происхождении отложений едомной свиты на Приморской равнине Северной Якутии. — В кн.: Проблемы мерзлотоведения. Вып. 8, Якутск.

Попов Ген. И. 1961. Апшеронский ярус Туркмении. Изд-во АН Туркмении.

Попов Г. И. 1947. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья, вып. 22.

Попов Г. И. 1970. Четвертичная система. — В кн.: Геология СССР, т. 46, М.

Попов Г. И. 1973. Новые данные по стратиграфии четвертичных морских отложений Керченского пролива. — Докл. АН СССР, т. 213, № 4.

Попов Г. И., Зубаков В. А. 1975. О возрасте сурожской трансгрессии Причерноморья. — В кн.: Колебание уровня Мирового океана в плейстоцене. К XXIII Межд. геогр. конгрессу, Л.

Попова С. М. 1968. Эоплейстоценовые континентальные моллюски ангинской толщи северо-западного Прибайкалья. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.

Последнее оледенение в Нижнем Приобье. 1977/С. А. Архипов, М. Р. Вотях, А. В. Гольдберт и др. Новосибирск, Наука.

Православлев П. А. 1913. Каспийские осадки по р. Уралу. — Изв. Донского политехн. ин-та, отд. 2. Новочеркасск.

Пуннинг Я.-М. К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. 1969. Карукуляские межледниковые отложения Русской равнины (стратиграфия и геохронология). — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10.

Путеводитель VIII Международного симпозиума по лёссовым породам. 1976. (Ред. В. Г. Бондарчук). Киев, Наукова Думка.

Путеводитель экскурсий Международного симпозиума по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы» (3—13 октября 1977 г., г. Душанбе). 1977. М., Наука.

Пьявченко Н. И. 1954. Результаты пыльцевого анализа торфяников Северного Сахалина. — Докл. АН СССР, т. 99, № 1.

Пьявченко Н. И. 1958. Торфяники русской лесостепи. М., Изд-во АН СССР.

Равский Ж. М. 1959. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазность юга Тунгусского бассейна. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 22.

Равский Ж. И. 1972. Осадконакопление и климаты внутренней Азии в антропогене. М., Наука.

Разрез новейших отложений Алтая. 1978. М., Изд-во МГУ.

Разрез новейших отложений Нижнего Приамурья. 1978. М., Наука.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины. 1977. М., Изд-во МГУ.

Ранне- и средневалдайские межстадиальные отложения в окрестностях Ленинграда и их геохронология. 1975/Х. А. Арсланов, О. М. Знаменская, И. П. Баканова и др. — Бюл. КИЧП, № 43.

Ранов В. А., Несмеянов С. А. 1973. Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе, Дониш.

Раукас А. В. 1978. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин, Валгус.

Рейнгард А. Л. 1947. Четвертичные отложения и геоморфология Северного Кавказа. — В кн.: Геология СССР, т. 9, ч. 1. М.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. 1961. М., Изд-во АН СССР.

Ренгарген В. П. 1932. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. — Тр. ВГРО, вып. 148.

Ренгарген Н. В., Константинова И. А. 1965. Роль фациально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена (на примере Южной Молдавии и Юго-Западной Украины). — Тр. ГИН АН СССР, вып. 137.

Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской изменности (г. Новосибирск, 15—20 февр. 1960 г.). 1961. Л., Гостоптехиздат.

Решения 2-го Дальневосточного совещания. 1965. Владивосток.

Решения секции по четвертичной системе. 1971, Л., Недра.

Решение II республиканского межведомственного совещания по вопросам антропогена (четвертичного периода и геоморфологии Казахстана). 1962. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 5 (50). Алма-Ата.

Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики. 1976. (с униф. страт. коррел. схемами. 1978, МСК) Л.

Ришкене М. А. 1976. Палеокарпологическая характеристика межледниковых отложений. — В кн.: Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной Прибалтики. Вильнюс.

Родзянко Г. Н. 1959. Плиоценовые и четвертичные отложения Западного Предкавказья и Ергеней. — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Нижн. Дона и Нижней Волги. Ростов-на-Дону.

Ромоданова А. П. 1964. Четвертичні відклади лівобережжя середнього Дніпра. Киев, Наукова Думка.

Ромоданова А. П., Христофорова Т. Ф. 1967. Нові данні в стратиграфії відклад в долини Дніпра. Доповіди АН УРСР, № 5.

Рыжов Б. В. 1974. О генезисе валунсодержащих суглинков бассейна р. Северная Сосьва (Урал). — Лит. и полезн. ископ., № 1.

Рычагов Г. И. 1970. Верхнехазарские террасы Дагестана. — В кн.: Компл. иссл. Касп. моря. Вып. 1, М.

Рябов Н. В. 1976. Древние приледниковые бассейны междуречья Камы, Печоры, Вычегды и реликты. — Бюл. КИЧП, № 45.

Рязанцев А. А., Мечетин А. В., Хершберо Л. Б. 1982. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений шельфа северо-западного сектора Японского моря. — В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Вып. 3, Магадан.

Савантов А. С., Стелле В. Я., Крукле М. Я. 1964. О стратиграфическом расчленении отложений валдайского оледенения на территории Латвийской ССР. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Вып. 2, Рига.

Сакс В. Н. 1948. Четвертичный период в Советской Арктике. — Тр. Аркт. ин-та, т. 201.

Салов И. Н. 1963. Стратиграфия антропогеновых отложений Смоленской области. — Тр. Науч. методич. конфер. пединститутов центр. областей европ. части СССР. Смоленск.

Сафронов И. Н. 1956. О новейших тектонических движениях в области СЗ Кавказа. — Сов. геология, № 54.

Сафронов И. Н., Лебедева Н. А. 1968. Четвертичные континентальные отложения Северного Кавказа. — В кн.: Геология СССР. Т. 9, ч. 1. М., Недра.

Саядян Ю. В. 1966. К стратиграфическому расчленению и палеогеографии времени образования антропогенных озерных и озерно-речных отложений Ленинанканской котловины. — Сов. геология, № 2.

Саядян Ю. В. 1970. О стратиграфическом положении и палеогеографическом значении фауны млекопитающих ленинанканского фаунистического комплекса (Армения). — Бюл. КИЧП, № 37.

Саядян Ю. В., Аleshинская З. В., Рябова С. И. 1974. Голоценовые отложения западного побережья озера Севан. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, № 6.

Свиточ А. А. 1976. Развитие Каспийского моря в плейстоцене. — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.

Свиточ А. А., Шлюков А. И., Парунин О. Б. 1976. Данные корреляции палеогеографических событий и новейших отложений методами абсолютной хронологии. — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.

Селиверстов Ю. П. 1961. К стратиграфии антропогенных образований Северо-Восточного Казахстана и Алтая. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 42.

Селиверстов Ю. П. 1967. Четвертичная система. Саурская зона. — В кн.: Геология СССР. Т. 41, Восточный Казахстан, ч. 2, М.

Семихатова Н. Б. 1959. Новые данные о четвертичных отложениях северо-восточных предгорий Кузнецкого Алатау. (Бассейны рек Серты, Урюка, Сережа). — Тр. ВАКТ, вып. 5.

Сергеенко А. И. 1972. Четвертичные отложения Юдомо-Майского района. — В кн.: Петрография и минералогия осадочных формаций Якутии. Якутск.

Серебрянная Т. А., Ильвес Э. О. 1974. Палинологические материалы по голоценовым отложениям района Верхней Оки. — Бюл. КИЧП, № 42.

Серебрянный Л. Р. 1969. Палеогеография и радиохронология восточной Прибалтики на рубеже раннего и среднего голоцена. — В кн.: Голоцен. М.

Серебрянный Л. Р. 1971. Динамика распространения некоторых древесных пород на северо-западе СССР в послеледниковое время. — В кн.: Палинология голоцена. М.

Серебрянный Л. Р. 1973. Распространение древесных пород на северо-западе СССР в послеледниковое время. — В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М.

Серебрянный Л. Р. 1974. Миграция ели на востоке и севере Европы в поздней и послеледниковое время. — Бюл. КИЧП, № 41.

Серебрянный Л. Р., Кац С. В., Скобеева Е. И., Раукас А. В. 1981. К палеоботанической характеристике межледниковых отложений разреза Карукюла. — Изв. АН ЭССР. Сер. геол., т. 30, № 3.

Сидоров Л. Ф. 1975. Природа Памира в четвертичное время. Л., Наука.

Симонов А. Н. 1973. Генезис среднеплейстоценовых валунных суглинков роговской свиты Печорской низменности. — Тр. ГИН АН СССР, М.

Скворцов Ю. А. 1949. Элементы новейших тектонических движений Узбекистана. — Тр. САГУ. Нов. сер., вып. 12, Геол.-географ. науки, кн. 1, Ташкент.

Соловьев Б. А. 1967. Четвертичные оледенения бассейна реки Кодори на Западном Кавказе. — Бюл. КИЧП, № 34, М., Наука.

Соловьев В. В. 1964. Проблема четвертичного оледенения Сихотэ-Алиня и Сахалина. — В кн.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии Дальнего Востока. Вып. 1, Л.

Соловьев В. В., Ганешин Г. С. 1971. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 172, М.

Солоневич Н. Г., Тихомиров Б. А., Украинцева В. В. 1977. Предварительные результаты исследования растительных остатков из желудочно-кишечного тракта Шандринского мамонта (Якутия). — В кн.: Фауна и флора антропогена Северо-Востока Сибири (Тр. ЗИН АН СССР, т. 63).

Спиридонов М. А., Девдариани Н. А., Калинин А. В. 1980. Геология дна Белого моря. — Сов. геология, № 4.

Спиридонов М. А., Яковлева С. В. 1961. Четвертичные отложения побережья полуострова Канин и бассейна р. Пезы. — В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Нов. сер., вып. 42, № 3, Л.

Спиридонова Е. А., Малаховский Д. Б. 1965. О находке лихвинских межледниковых отложений в бассейне верхнего течения р. Ловати. — В кн.: Проблемы палеогеографии, Л.

Спиридонова Е. А., Заррина Е. П., Краснов П. И. 1976. Межстадиальные и стадильные осадки ранневалдайского возраста у д. Черменино Ярославской области. — В кн.: Северо-запад европейской части СССР. Вып. 10, Л.

Стеклов А. А. 1966. Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 163.

Степанов И. Н., Абдуназаров У. К. 1977. Погребенные почвы в лёссах Средней Азии и их палеогеографическое значение. М., Недра.

Стратиграфическая схема расчленения антропогена Белоруссии. 1970/Н. А. Махнач, Э. А. Левков, Б. Н. Гурский и др. — Докл. АН БССР, № 1.

Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. 1978. Л., Недра.

Стратиграфическое расчленение Белоруссии. 1981/Б. Н. Гурский, Э. А. Левков, Н. А. Махнач и др. — В кн.: Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск.

Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР, 1971. М., Наука.

- Стратиграфия* плиоценовых и плейстоценовых отложений Предуралья. 1975. Уфа, Изд-во Баш. ФАН СССР.
- Стратиграфия* рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии. 1960/Ю. Ф. Цементов, И. И. Сеи, М. А. Седова и др. — Сов. геология, № 2.
- Стратиграфия* четвертичных (антропогенных) отложений Урала. 1965. М., Недра.
- Стратиграфия* четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. 1953. М., Изд-во АН СССР.
- Стрелков С. А.* 1970. Новые данные о хронологии и палеогеографии плейстоцена Кольского полуострова. — В кн.: Коррел. новейших отложений севера Евразии. Л.
- Структура и динамика* последнего ледникового покрова Европы. 1977. М., Наука.
- Сукачев В. Н.* 1938. История растительности СССР во время плейстоцена. — В кн.: Растительность СССР. Т. 1, М.—Л.
- Сулганов К. М.* 1964. Апшеронский ярус Азербайджана. Баку, Азернешр.
- Сухов В. П.* 1970. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Акулаевского местонахождения в Башкирии. М., Наука.
- Сухорукова С. С.* 1975. Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского Севера. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, т. 260.
- Схема* периодизации плейстоцена Украины. 1970/П. Ф. Гожик, А. И. Шевченко и др. — В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена, М.
- Тегухин Г. Ф.* 1978. Палеогеоморфология территории Узбекистана в четвертичный период. Ташкент, Фан.
- Томирдиаро С. В.* 1975. Лёссово-ледовая формация верхнеплейстоценовой гиперзоны в Северном полушарии. — Тр. Сев.-Вост. компл. ин-та ДВНЦ АН СССР, вып. 68.
- Томирдиаро С. В.* 1980. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М., Наука.
- Топачевский В. А.* 1965. Насекомоядные и грызуны ногайской позднеплиоценовой фауны. Киев, Наукова Думка.
- Топачевский В. А.* 1973. Грызуны Таманского фаунистического комплекса Крыма. Киев, Наукова Думка.
- Троицкий С. Л.* 1979. Морской плейстоцен сибирских равнин. Стратиграфия. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 430.
- Троицкий С. Л., Кулаков А. П.* 1976. Колебания уровня океана и рельеф побережий. — В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. История рельефа Сибири и Дальнего Востока, М.
- Трофимов А. К.* 1976. К стратиграфии четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня. — Изв. Киргиз. Геогр. об-ва, вып. 13.
- Трофимов А. К., Гризина О. М.* 1979. К палеогеографии озера Иссык-Куль. — В кн.: Прибрежная зона озера Иссык-Куль. Фрунзе.
- Трофимов А. К., Удалов Н. Ф., Уткина Н. Г.* 1976. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л., Наука.
- Труды* межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956—1957. Л., Гостоптехиздат.
- Турбин Л. И., Сабдюшев Ш. Ш., Черепанов А. А.* 1966. Антропоген Киргизского Тянь-Шаня. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии, Фрунзе.
- Ударцев В. П., Сычева С. А.* 1975. Верхнеплейстоценовые лёссы и погребенные почвы Окско-Донской равнины. — В кн.: Проблемы палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы* Урала. 1980. Свердловск.
- Ушко К. А.* 1959. Лихвинский (Чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений. — В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР. М.
- Фауна и флора* Симубгино. 1977. М., Наука.
- Фауна и флора* Султаева—Юлушева (опорный разрез верхнего плиоцена и плейстоцена Башкирии). 1982. М., Наука.
- Фаустов С. С., Куликов О. А., Свиточ А. А.* 1971. Палеомагнитные исследования новейших отложений долины р. Чаган. — В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. Л.
- Федоров П. В.* 1957. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 10.
- Федоров П. В.* 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 88.
- Федоров П. В.* 1969. Проблемы корреляции плейстоцена Черного и Средиземного морей. Основные проблемы геологии антропогена Евразии. (VIII Конгр. ИНКВА, Париж, 1969. Докл. сов. геологов), М., Наука.
- Федоров П. В.* 1972. Подразделения хазарских отложений и их положение в шкале каспийского плейстоцена. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 47, № 2.
- Федоров П. В.* 1978. Плейстоцен Понто-Каспия. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 310.
- Феникова В. В., Лаухин С. А., Садикова М. Б.* 1967. Четвертичные отложения долины Енисея между устьями рек Ангары и Каса. — Вестн. МГУ. Сер. геол., № 3.
- Хирвас С., Кюянусу С.* 1981. О ледниковых, межстадиальных и межледниковых отложениях в Северной Финляндии. — В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария, Новосибирск.

- Хитрова Р. М., Куликов Н. Н.* 1974. Спорово-пыльцевые спектры донных отложений морей Баренцева и Лаптевых. — В кн.: Геология моря. Вып. 3, Л.
- Хорева И. М.* 1974. Стратиграфия и фораминиферы морских четвертичных отложений западного берега Берингова моря. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 225.
- Хотина Е. Б.* 1977. Новые данные о кайнозойских образованиях Алданского нагорья и долины р. Алдан на участке г. Томмот — пос. Белькачи. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 222.
- Хотина Е. Б., Филина Н. И.* 1974. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения среднего течения р. Витим. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 19 (4).
- Хотинский Н. А.* 1968. Лесные фазы на болотах в голоцене. — Лесоведение. № 3.
- Хотинский Н. А.* 1968. Некоторые вопросы хронологии и палеогеографии голоцена Среднего Урала. — Бюл. КИЧП, № 35.
- Хотинский Н. А.* 1977. Голоцен Северной Евразии. М., Наука.
- Христофорова Т. Ф., Шелкопляс В. Н.* 1976. О стратиграфическом расчленении среднелейстоценовых ледниковых отложений северной части правобережья УССР. Четвертичный период. Вып. 16. Киев, Наукова Думка.
- Хронология и палеогеография плейстоцена Понто-Каспия (по данным абсолютного датирования).* 1977/П. А. Каплин, О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов и др. — В кн.: Палеогеография и отложения южных морей СССР.
- Хрусталев Ю. П., Щербаков Ф. А.* 1974. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Изд-во Ростовского ун-та.
- Хурсевич Г. К., Логинова Л. П.* 1980. Ископаемая диатомовая флора Белоруссии (систематический обзор). Минск, Наука и техника.
- Цагарели А. Л.* 1964. Четвертичная система Грузии. — В кн.: Геология СССР. Т. 10, Геол. описание, М.
- Цейтлин С. М.* 1964. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски). — Тр. ГИН АН СССР, вып. 100.
- Цейтлин С. М.* 1973. Стратификация криогенных деформаций в отложениях плейстоцена северной Евразии. — В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.
- Цейтлин С. М.* 1979. Геология палеолита Северной Азии. М., Наука.
- Цейтлин С. М., Исаева Л. Л.* 1971. Тунгусский бассейн. — В кн.: Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.
- Церетели Д. В.* 1966. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси, Мецниереба.
- Церетели Д. В., Мамацшвили Н. С.* 1975. Новые данные о средне- и верхнеплейстоценовых отложениях Черноморского побережья Колхидской низменности. — Бюл. КИЧП, № 43.
- Чеботарева Н. С.* 1969. Общие закономерности деградации валдайского оледенения. — В кн.: Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. М.
- Чеботарева Н. С., Макарычева И. А.* 1974. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М., Наука.
- Чедия О. К.* 1971. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1. Континент. кайнозойск. накопления и геоморфология. Фрунзе, Илим.
- Чедия О. К., Трофимов А. К., Удалов Н. Ф.* 1973. Геологические условия местонахождения костных остатков млекопитающих в четвертичных озерных отложениях Кокмойнакской впадины (Северный Тянь-Шань). — В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе.
- Челидзе Г. Ф.* 1964. Плиоцен. Западная зона погружения Грузинской глыбы и Гурийская подзона Аджаро-Триалетской складчатой системы. — В кн.: Геология СССР. Т. 10. Геол. описание, М.
- Чемеков Ю. Ф.* 1961. Четвертичные отложения и основные фазы развития растительности Дальнего Востока СССР. — В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Вып. 4, М.
- Чемеков Ю. Ф.* 1966. Четвертичная система. — В кн.: Геология СССР. Т. 19. Геол. описание, М.
- Чемеков Ю. Ф.* 1972. Проблема четвертичного оледенения. — В кн.: Геология Северо-Восточной Азии. Т. 1, Л.
- Чемеков Ю. Ф.* 1975. Западное Прихотье. М., Наука.
- Чепалыга А. Л.* 1967. Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 166.
- Чернов Г. А.* 1974. О четвертичных отложениях и геоморфологии Вангырского района Приполярного Урала. — Бюл. КИЧП, № 42.
- Четвертичные отложения.* 1969/И. И. Берсенев, В. К. Сохин и др. — В кн.: Геология СССР. Т. 32, Приморский край, М.
- Четвертичные отложения Востока СССР.* 1982. Вып. 1—3, Магадан.
- Чумаков И. С.* 1965. Кайнозой Рудного Алтая. М., Наука.
- Шанцер Е. В.* 1970. Антропогенный (четвертичный) период. БСЭ, т. 2.
- Шанцер Е. В., Микулина Г. М., Малиновский В. Ю.* 1967. Кайнозой центральной части Казахского щита. Т. 7, Изд-во МГУ.
- Шатилова Н. И.* 1967. Палинологическая характеристика куюльницких, гурийских и чаудинских отложений Гурии. Тбилиси, Мецниереба.

Шатилова И. И. 1974. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Тбилиси, Мецниереба.

Шацкий С. Б. 1965. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Большой Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска. — В кн.: Основные проблемы четвертичного периода. М.

Шевченко А. И. 1965. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины. — В кн.: Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. К VII конгрессу ИНКВА в США. М.

Шевырев Л. Т., Алексеева Л. И. 1979. Проблемы дальнейшего изучения Шкурлатовского местонахождения микулинской фауны. — В кн.: Проблемы антропогена Центральной Русской платформы. Воронеж.

Шейнкман В. С. 1978. Особенности верхнеплейстоценового оледенения Верхояно-Колымской горной страны. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения, вып. 34.

Шер А. В. 1971. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М., Наука.

Шер А. В. 1982. Современное состояние палеонтологического обоснования стратиграфии континентальных четвертичных отложений Северо-Востока СССР. — В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР, вып. 1, Магадан.

Шер А. В., Гитерман Р. Е., Зажигин В. С. 1977. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5.

Шик С. М. 1958. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Европ. части СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископ. центральных районов европ. части СССР. М.

Шик С. М. 1981. Результаты повторного изучения стратотипического разреза рославльских межледниковых отложений у пос. Подруднянский Рославльского района Смоленской области. — В кн.: Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плиоцена и плейстоцена. Центральные районы европейской части СССР. М.

Шик С. М., Маудина М. И. 1979. Рославльские межледниковые озерные отложения Окско-Донской равнины. — В кн.: Проблемы антропогена Центральных районов Русской платформы. Воронеж.

Шимкус К. М., Комаров А. В., Гракова И. В. 1977. К стратиграфии глубоководных верхнечетвертичных осадков Черного моря. — Океанология, вып. 17, № 4.

Ширинов Н. Ш. 1973. Геоморфологическое строение Кура-Араксинской депрессии. Баку, ЭЛМ.

Ширинов Н. Ш. 1975. Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. Баку, ЭЛМ.

Шкатова В. К., Линькова Т. И., Минюк П. С. 1980. К стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений Павлодарского Прииртышья по палеомагнитным данным. — Геология и геофизика, № 2.

Шнитников А. В., Лийва А. А., Бердовская Г. Н. 1975. О голоценовой истории озера Чатыркель (Тянь-Шань). — В кн.: История озер и внутренних морей аридной зоны (Тезисы докл. IV Всес. симпоз. по истории озер, № 4). Л.

Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н., Усенко. 1974. Геология Азовского моря. Киев, Наукова Думка.

Шорыгина Л. Д. 1960. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 26.

Шофман И. Л. 1974. Стратиграфия песчаной толщи Средней Лены. — Бюл. КИЧП, № 41.

Щербаков Ф. А., Коренева Е. В., Забелина Э. К. 1979. Стратиграфия позднечетвертичных отложений Черного моря. — В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.

Щербаков Ф. А., Чистяков А. А. 1980. Современные представления о четвертичной геологии шельфа. — Бюл. КИЧП, вып. 51.

Щукина Е. Н. 1960. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 26.

Эберзин А. Г. 1940. Средний и верхний плиоцен Черноморской области. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 12, М.—Л.

Экман И. М., Лийва А. А. 1980. Об абсолютной хронологии «Большого вюрма» — Валдая на Онежско-Ладожском перешейке (по данным ^{14}C датировок). — В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.

Эпштейн С. В. 1953. К стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня. — В кн.: Труды Всесоюзного рабочего совещания по итогам изучения четвертичного периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент.

Яковлев С. А. 1925, 1926. Напосы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. Ч. 1, 2. — Тр. научно-мелиорационного института, № 49.

Яковлев С. А. 1947. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время. — Бюл. КИЧП, № 9.

Яковлев С. А. 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 17, Л.

Якубовская Т. В. 1976. Палеогеография лихвинского межледниковья Гродненского Помеманья. Минск, Наука и техника.

Ямских А. Ф. 1972. Стратиграфия кайнозойских отложений в бассейне Верхнего Енисея. — В кн.: Материалы по геологии и географии средней Сибири. Красноярск.

- Яхимович В. Л.* 1965. Антропогенные отложения Южного Предуралья. — В кн.: Антропоген Южного Урала, М.
- Яхимович В. Л.* 1971. Об абсолютном возрасте аналогов молого-шекснинских отложений в Предуралье. — Радиоуглерод, Вильнюс.
- Яхимович В. Л.* 1976. Общее состояние изученности антропогена Волого-Уральской области, направление и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Состояние изученности стратиграфии плейстоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской обл. и задачи дальнейших исслед. Уфа.
- Яхимович В. Л., Немкова В. К., Вербицкая Н. П.* 1970. Кайнозой Башкирского Предуралья. М., Наука, т. 2.
- Яхимович В. Л., Немкова В. К., Семенов И. Н.* 1973. Стратиграфия плейстоцен — плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью. М., Наука.
- Arrhenius G.* 1961. Geological record on the ocean floor. — In Oceanography puloi Amer. assoc. advanc. sci. Washington.
- Degens E. T., Ross D. A.* 1972. Chronology of the Black Sea over the last 25,000 years. — Chemical geol., vol. 10, N 1.
- Dolichanov P. M.* Die Spiegelschwankungen der Ostsee und der Seebecken im nordostbaltischen Raum während des Holozans. — Petermanns geographische Mitteilungen, Jg. 117, N. 3.
- Ericson D. B.* 1961. Atlantic deep-sea sediment cores. — Bull. Geol. soc. Amer., vol. 72.
- Ignatius H.* 1958. On the rate of sedimentation in the Baltic Sea. — Bull. de la commission geologique de Finlande, Bd. 186.
- Ignatius H.* 1959. Marine geological observations from the Barents Sea. — Intern. Symp. Arctic Geol. Abstr. Pap., vol. 12, N 12.
- Korpela K.* 1969. Die Weisheit — Eiszeit und ihr Interstadial in Peräpohjola (Nordliches Nordfinland) indicht von submoränen Sedimenten. Ann. Acad. Sci. Ten. ser. A., Bd. III, Geol.-Gogr., B. 99, Helsinki, 107 s.
- Lundqvist G.* 1965a. C¹⁴ — dateringar från Gotland. — Sveriges Geologiska Undersokelse, ser. C, No. 602, Stockholm.
- Lundqvist G.* 1965b. The Quaternary of Sweden. — The Quaternary, vol. 1, New York — London — Sydney.
- Muratov V. M., Ostrovsky A. B., Fridenberg E. O.* 1974. Quaternary Stratigraphy and paleogeography on the Black Sea coast of Western Caucasus. — Boreas, vol. 3, N 1.
- Neystadt M. I., Firsov L. V., Orlova L. A., Panychev V. A.* 1974. Some peculiarities of Holocene processes in Western Siberia. — Geoforum, vol. 17.
- Nilsson T.* 1964. Standardpollendiagramm und C¹⁴ — Datierungen aus dem Agerods Mosse im mittleren Schonen. — Lunds Universitets Arsskrift, N. F., avd. 2, bd. 59, N 7.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	5
Районирование территории СССР по страторегинам (И. И. Краснов)	8
Европейская часть СССР	12
Ледниковая область (Е. П. Заррина, И. И. Краснов)	12
Общие вопросы стратиграфии четвертичных отложений	14
Эоплейстоцен	22
Плейстоцен	27
Голоцен	94
Внеледниковая область (Л. П. Александрова, Ю. М. Васильев, Н. А. Константинова, Н. А. Лебедева, К. В. Никифорова, П. В. Федоров, А. Л. Чепалыга)	95
Эоплейстоцен	103
Плейстоцен	119
Кавказ (А. В. Кожевников, Е. Е. Милановский)	158
Эоплейстоцен	159
Плейстоцен	166
Урал (В. И. Астахов)	193
Эоплейстоцен	196
Плейстоцен	198
Западно-Сибирская равнина (Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский)	227
Эоплейстоцен	229
Верхнекочковский подгоризонт	229
Плейстоцен	231
Казахстан (В. К. Шкатова)	270
Четвертичная (антропогенная) система	272
Эоплейстоцен — хоргосский «горизонт»	272
Плейстоцен	277
Средняя Азия (Е. А. Минина, А. А. Лазаренко)	291
Эоплейстоцен	296
Плейстоцен	302
Западная Туркмения (П. В. Федоров)	327
Эоплейстоцен	327
Плейстоцен	328
Голоцен	331
Алтае-Саянская горная область (Б. А. Борисов)	331
Эоплейстоцен	335
Плейстоцен	337
Сибирская платформа (С. М. Цейтлин, М. Н. Алексеев, С. М. Андреева, М. А. Бардеева, Л. Л. Исаева, С. Ф. Козловская, В. В. Колпаков, И. А. Шофман)	351
Неогеновая система	353
Плиоцен	353
Плиоцен-эоплейстоценовые отложения нерасчлененные	355
Четвертичная (антропогенная) система	356
Эоплейстоцен	356
Плейстоцен	358
Голоцен	387
Алданское нагорье (Е. Б. Хотина)	388
Эоплейстоцен	389
Плейстоцен	390
Голоцен	394
Забайкалье (Е. И. Корнутова)	395
Четвертичная система	401
Плейстоцен	401
Верхний плейстоцен и голоцен нерасчлененные	413
Голоцен	413
Дальний Восток (М. Н. Алексеев, Ю. Ф. Чемяков)	414
Неогеновая система	415
Плиоцен	415
Плиоцен — нижний плейстоцен нерасчлененные	417
Четвертичная система	418

Плейстоцен	419
Голоцен	430
Сахалин (А. Н. Александрова, Г. С. Ганешин)	432
О нижней границе четвертичной системы	432
Плиоцен-нижнечетвертичные отложения	433
Четвертичная система	434
Плейстоцен	434
Голоцен	436
Камчатка (О. А. Брайцева, Г. С. Ганешин, А. Е. Шанцер)	437
Плиоцен	439
Четвертичная система	441
Плейстоцен	441
Голоцен	446
Северо-Восток СССР (В. В. Замоуев, О. М. Петров)	448
Общие вопросы стратиграфии четвертичных отложений	448
Четвертичная (антропогеновая) система	453
Эоплейстоцен	453
Плейстоцен	454
Голоцен	465
Острова Советской Арктики (без о. Колгуева) (Ю. А. Лаврушин)	466
Плейстоцен	466
Голоцен	471
Моря СССР (М. А. Спиридонов, Е. А. Коренева, Ф. А. Щербаков)	473
Балтийское, Белое и Баренцево моря	473
Балтийская область	473
Беломорская область	479
Баренцевоморская область	483
Арктическая область	488
Черноморско-Азовская область	490
Стратиграфия голоцена на территории СССР (Л. Р. Серебрянный)	499
Объем и нижняя граница голоцена	499
Подразделение голоцена	500
Европейская часть СССР	502
Закавказье	510
Средняя Азия и Казахстан	510
Западная Сибирь	511
Средняя Сибирь	513
Якутия и Дальний Восток	515
Корреляция региональных стратиграфических схем и проблема разработки об- щей стратиграфической схемы отложений четвертичной системы СССР (Е. П. Заррина, И. И. Краснов)	517
Схемы платформенных равнинных областей	518
Схемы горных областей	524
Список литературы	534
Приложения: схемы I—XV, Схематическая карта полезных ископаемых четвертич- ной эпохи морфолитогенеза территории СССР	

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2

Редакторы издательства И. Ф. Искра, А. П. Хуловка
 Переплет художника А. Е. Чуганова
 Технический редактор О. Ю. Трехенок
 Корректор Р. Т. Баканова
 Ц.К.

Сдано в набор 17.11.83. Подписано в печать 21.04.84. Т-09535. Формат 70×108¹/₁₆.
 Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая.
 Усл. печ. л. 48,65+7,43 вкл. Усл. кр.-отт. 50,05+13,26 вкл. Уч.-изд. л. 53,75+8,60 вкл.
 Тираж 800 экз. Заказ 632/12607—1. Цена 10 руб. с приложениями. Заказное

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
 Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ