

✓ **БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ**
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО р.
ПЕРИОДА
№ 30



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1965

**БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА
№ 30**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1965

Ответственный редактор
В. И. ГРОМОВ

**Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода
№ 30**

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства Ю. А. Лаврушин. Технический редактор И. Н. Дорохин

Сдано в набор 2/X 1964 г. Подписано к печати 19/I 1965 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 12,75+3 вкл. Усл. л. 17,66. Уч.-изд. л. 17,9(17,3+0,6 вкл). Тираж 1200 экз. Т-01828. Изд.
Тип. зак. № 1285. Темплан 1965 г. № 393

Цена 1 р. 26 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

**К. В. НИКИФОРОВА, Н. В. РЕНГАРТЕН,
Н. А. КОНСТАНТИНОВА**

АНТРОПОГЕНОВЫЕ ФОРМАЦИИ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

ВВЕДЕНИЕ

На территории юга Европейской части СССР широко распространены покровные образования антропогена, представленные алевритами, суглинками, супесями и погребенными почвами; последних насчитывается до 9, а иногда более. Большинство исследователей все покровные суглинки считали лёссами и связывали время их формирования с оледенениями, а погребенные почвы относили к межледниковьям.

Нами были изучены покровные образования, распространенные на территории Южной Молдавии и Юго-Западной Украины (в долинах нижних течений Прута, Дуная и Днестра) и на северном побережье Азовского моря (Таганрогский залив). Формационный анализ позволил расчленить покровную толщу, развитую на указанной территории, на три разновозрастные пачки, образовавшиеся в различных климатических условиях. Все они принадлежат к одним палеоклиматическим и почвенным зонам, существовавшим в отдельные отрезки антропогенной истории, и поэтому вполне могут быть сравниваемы.

В целом, в покровной толще выделяются три пачки образований. Нижняя из них представлена зеленовато-серыми алевритами и суглинками с тремя выдержанными горизонтами красно-бурых погребенных почв. Средняя содержит близкие по внешнему облику зелено-серые алевриты и суглинки, перемежающиеся с тремя выдержанными горизонтами коричневых погребенных почв. Наконец, верхняя пачка представлена палевыми, обычно лёссовидными суглинками и супесями с горизонтами погребенных почв черноземного или реже каштанового типа. Количество погребенных почв верхней пачки варьирует. Обычно хорошо выражены три погребенные почвы, но встречается еще до трех и более горизонтов, иногда в виде слабо окрашенных гумусом полос, без ясного почвенного профиля.

Все три пачки покровных образований имеют четкую стратиграфическую приуроченность и парагенетически связаны с соответствующими им по возрасту аллювиальными, озерными и лиманными отложениями, образующими с ними единые формации. Соотношение покровных и других отложений показано на прилагаемых схемах (рис. 1 и 2).

Нижняя, наиболее древняя покровная пачка перекрывает поверхности древних аллювиальных равнин и высоких речных террас низовьев Прута, Дуная, Днестра и террас Азовского моря, возраст отложений которых определяется нижним и средним эоплейстоценом¹. Они содержат фауну

¹ По схеме В. И. Громова, И. И. Краснова, К. В. Никифоровой и Е. В. Шанцера (1961), которой мы пользуемся и в дальнейшем.

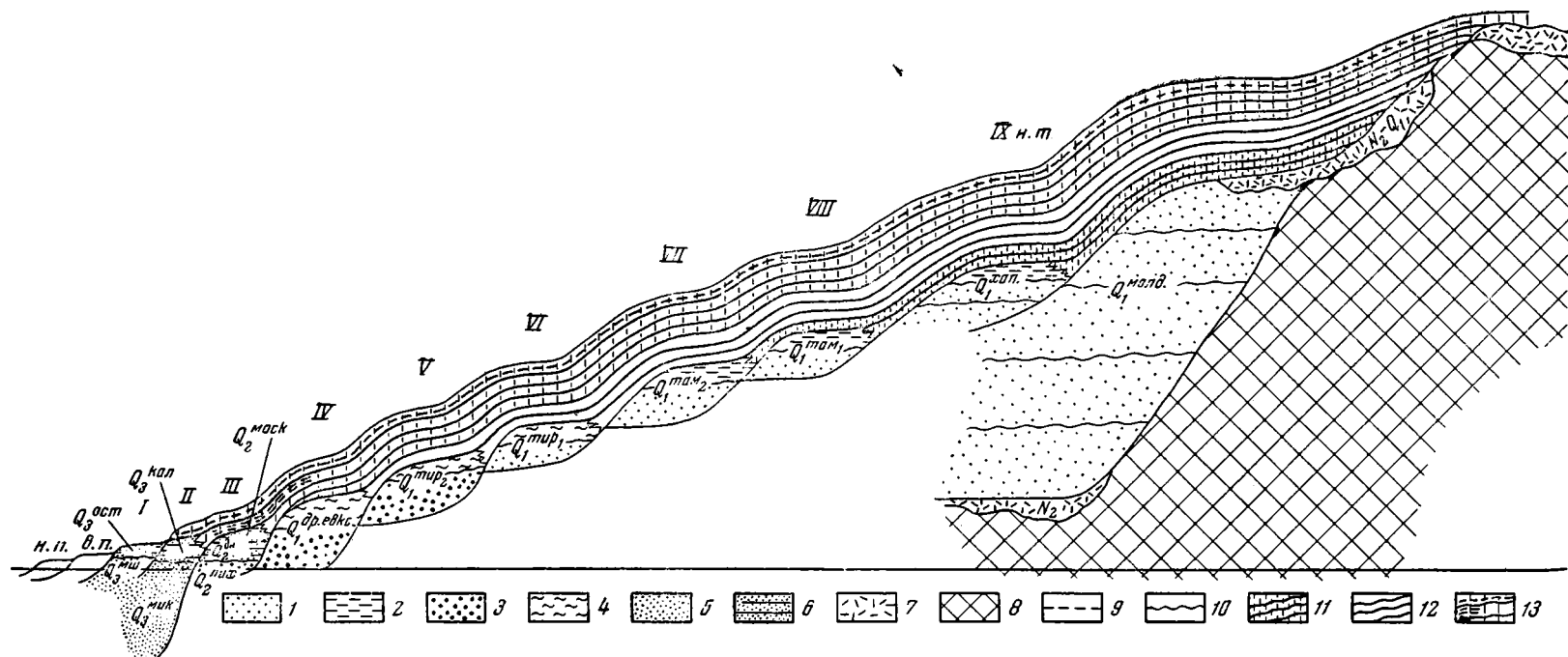


Рис. 1. Схема строения антропогенных формаций юга Европейской части СССР (низовья Прута, Дуная, Днестра и Азовское побережье)

1 — аллювиальные и лиманные отложения красноцветной формации; 2 — озерно-делювиальные и лиманные отложения той же формации; 3 — аллювиальные и лиманные отложения коричнево-бурой формации; 4 — озерно-делювиальные и лиманные отложения той же формации; 5 — аллювиальные и лиманные отложения низов лёссовой формации («теплые» межледниковые); 6 — аллювиальные, озерные и лиманные отложения верхов лёссовой формации («холодные» перигляциальные); 7 — кора выветривания; 8 — коренные породы различного возраста; 9 — погребенная почва одицовского времени; 10 — границы размыта; 11 — покровные алевроиты с красно-бурыми ископаемыми почвами красноцветной формации; 12 — покровные алевроиты с коричневыми ископаемыми почвами коричнево-бурой формации; 13 — покровные лёссовидные суглинки и суглинки с черноземными и каштановыми ископаемыми почвами палеовой лёссовой формации

млекопитающих руссильонского типа, ханровского и таманского фаунистических комплексов. Наблюдается определенная закономерность в распределении покровных образований нижней пачки, на различных по возрасту террасах. Так, отложения нижнеэоплейстоценового возраста (IX надпойменная терраса и отложения более древней аллювиальной равнины) перекрываются всей толщей нижней покровной пачки с тремя горизонтами красно-бурых ископаемых почв. Отложения более низких террас (низы среднего эоплейстоцена) несут на себе лишь более верхние части нижнего покрова, с двумя красно-бурыми ископаемыми почвами (VIII надпойменная терраса). На террасах, возраст которых относится к верхам среднего эоплейстоцена (VII надпойменная терраса), наблюдается лишь одна, самая верхняя в нижней пачке, красно-бурая ископаемая почва, выше которой располагается уже средняя пачка покровных отложений с коричневыми почвами.

Средняя пачка покровных отложений перекрывает террасы (чаудинско-бакинские и древнеевксинскую), возраст которых определяется верхним эоплейстоценом по фауне млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса. Эта пачка заходит и на более высокие террасы, чешуйчато перекрывая отложения нижней покровной пачки, но нигде не спускается на более молодые террасы. В распространении ее наблюдаются те же закономерности, что и в нижней покровной пачке. Так, на террасовых отложениях низов верхнего эоплейстоцена (VI надпойменная терраса) прослеживается средняя покровная пачка, содержащая все три горизонта коричневых ископаемых почв. На отложениях более молодых террас середины верхнего эоплейстоцена (V надпойменная терраса) нижняя часть средней пачки отсутствует и наблюдается лишь верхняя ее часть, с двумя коричневыми почвами. Наконец, древнеевксинская терраса, отложения которой относятся нами к верхам верхнего эоплейстоцена (IV надпойменная терраса), несет на себе лишь одну самую верхнюю в средней пачке коричневую ископаемую почву, выше которой располагается уже верхняя пачка покровных отложений. Все более молодые плейстоценовые террасы, развитые на исследованной территории, перекрываются лишь только верхней пачкой покровных отложений, обычно лёссовидных, ископаемыми почвами черноземного или каштанового типа. В распределении покровных образований верхней пачки подмечены те же закономерности, что и в двух нижних. Наиболее древние из нижнего комплекса террас, образованные в нижнем плейстоцене (III надпойменная терраса), перекрываются верхней покровной пачкой с двумя верхними основными ископаемыми почвами. Нижняя почва верхней пачки прослеживается лишь в низах покрова более высокой, древнеевксинской (IV надпойменной) террасы, сразу выше последней коричневой почвы и не спускается в III надпойменную плейстоценовую террасу. Время ее формирования отражается внутри толщи отложений III надпойменной террасы в виде горизонта размыва или частично размывтой ископаемой почвы.

На террасах, возраст которых определяется низами верхнего плейстоцена (II надпойменная), наблюдается лишь одна (верхняя) основная ископаемая почва и в ряде случаев прослеживается еще несколько промежуточных почв. На первых надпойменных террасах, сформированных в конце верхнего плейстоцена, покровные отложения обычно отсутствуют. Верхняя покровная пачка чешуйчато перекрывает среднюю, лежа, таким образом, на поверхности более высоких террас и водораздельных возвышенностей. В ряде случаев нижние покровные пачки бывают целиком или частично размывы, и верхняя пачка залегает на различных по возрасту террасовых или покровных отложениях; при этом и она далеко не всегда сохраняется полностью от размыва.

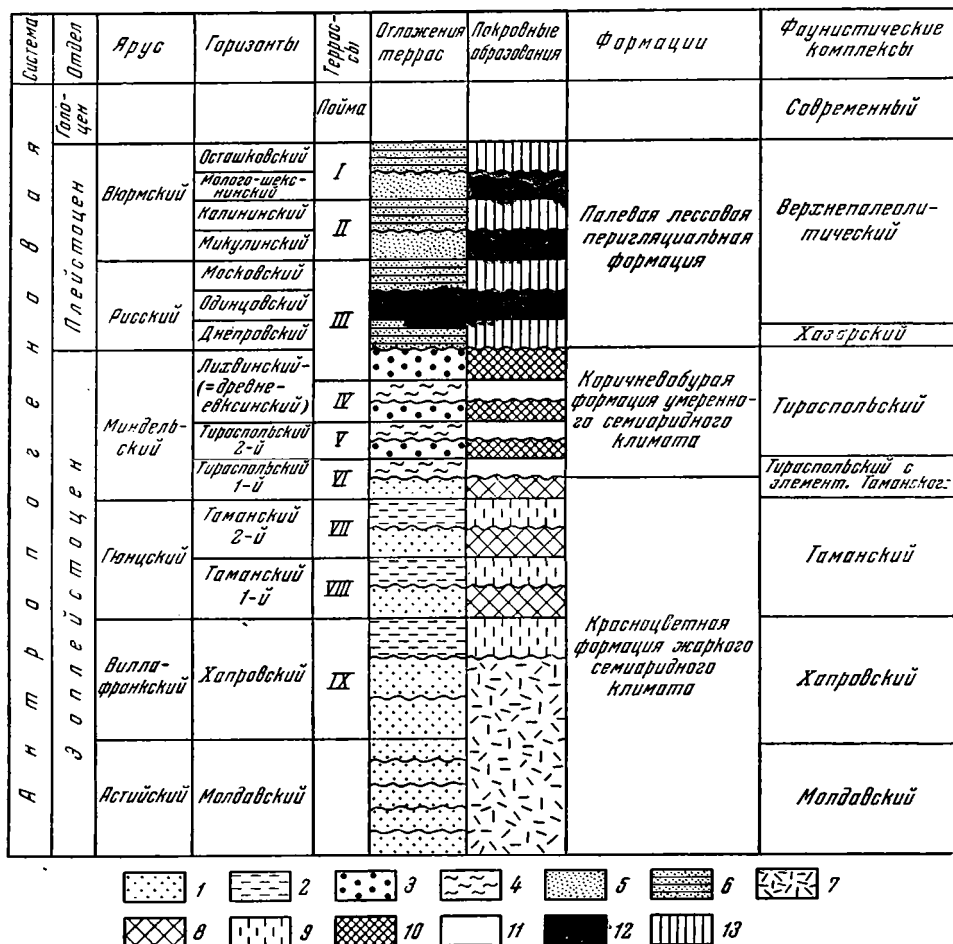


Рис. 2. Стратиграфическая схема террасовых и покровных образований Южной Молдавии, юго-западной Украины и Азовского побережья

1 — аллювиальные и лиманные отложения красноцветной формации; 2 — озерные и делювиальные отложения («скифские глины») той же формации; 3 — аллювиальные и лиманные отложения красно-бурой формации; 4 — озерные и делювиальные отложения той же формации; 5 — аллювиальные и лиманные отложения лессовой формации (менгедниковые); 6 — аллювиальные и лиманные отложения лессовой формации (ледниковые); 7 — красноцветная кора выветривания; 8 — красно-бурые почвы; 9 — делювиальные (преимущественно) отложения красноцветной формации; 10 — «коричневые» почвы; 11 — делювиальные (преимущественно) отложения коричнево-бурой формации; 12 — черные и каштановые почвы; 13 — лёссовидные (преимущественно делювиальные) отложения лессовой формации

Указанные закономерности в распределении покровных образований различных по возрасту террасовых отложениях позволяют признать стратиграфическое значение этих образований, в том числе и связанных с ними горизонтов ископаемых почв. При этом мы имеем в виду ископаемые почвы, которые отмечают перерывы в осадконакоплении, обусловленные изменениями климата. Они выдержаны обычно на больших площадях и ражены в разрезах, как мы уже указывали, различными типами.

Впервые различные типы ископаемых почв на юго-западе Русской равнины были выделены М. Ф. Векличем (1961). Веклич отметил наличие красно-бурых и коричневых ископаемых почв во многих разрезах

четвертичных покровных образований, указанной территории, где они занимают четкое стратиграфическое положение, под отложениями, соответствующими времени днепровского оледенения. Он отметил также, что общее количество красно-бурых и коричневых почв не превышает шести и совершенно правильно заключил, что такой тип почв отсутствует в современном почвенном покрове СССР. Близкими к нему являются коричневые и красно-бурые слабо- и сильновыщелоченные почвы открытых влажных саванн и редколесья и, может быть, открытых сухих саванн переменного субтропических или близких к ним областей Евразии, Северной Америки и Австралии. Ссылаясь на данные П. Фагелера (1935) и других ученых, М. Ф. Веклич отмечает, что «...почвы эти, как и ископаемые коричневые и красно-бурые почвы юга Европейской части СССР, характеризуются слабо выраженным или почти не выраженным гумусовым горизонтом, сильно обогащенным глинистыми частицами, и иллювиальным горизонтом с ореховато-комковатой или глыбистой структурой; увеличением в этом горизонте на 2—3% полуторных окислов железа и алюминия, четким карбонатным иллювием; окраска их коричневая, серовато-коричневая, красно-бурая; местами эти почвы имеют большую, до 4 м мощность, они нередко разбиты широкими трещинами усыхания, проникающими до 4 м и более в глубину» (Веклич, 1961, стр. 100—101).

Исходя из этого, М. Ф. Веклич пришел к вполне закономерному выводу, что климат юга Европейской части СССР во время образования красно-бурых и коричневых почв, т. е. до максимального оледенения, был более теплым и более влажным, чем ныне, близким к климату переменного влажного субтропиков.

Формационный анализ покровных образований исследуемой территории, в совокупности с отвечающими им по возрасту террасовыми отложениями, позволил нам прийти к близким выводам о климатических условиях времени формирования не только красно-бурых и коричневых почв, но и всех других членов данных формаций, парагенетически связанных с этими почвами. Отмечаются некоторые колебания климата, в основном в отношении большей гумидности в периоды, отвечающие почвообразованию и большей сухости, в последующие за ними периоды формирования иллювиально-озерных образований. Кроме того, нам удалось выявить некоторые различия в условиях формирования нижней и средней покровных пачек, содержащих красно-бурые и коричневые ископаемые почвы и отвечающих им по времени отложений террас.

Наиболее резкие отличия прослеживаются между эоплейстоценовыми и плейстоценовыми покровными и террасовыми образованиями, указывающими на резкую смену физико-географических условий времени их формирования.

Нижняя пачка покровных образований, возраст которой определяется по соотношению с террасовыми отложениями как нижний — низы верхнего эоплейстоцена, и сами террасовые отложения этого возраста выделяются нами в красноцветную формацию жаркого климата (типа открытых влажных саванн). Средняя покровная пачка и одновременные ей террасовые отложения верхнего эоплейстоцена (до времени днепровского оледенения) отнесены нами к коричнево-бурой формации умеренного семиаридного климата. И, наконец, верхняя покровная пачка плейстоценового возраста, вместе с соответствующими ей по времени террасовыми отложениями, выделена в палевою лёссовую перигляциальную формацию. Цветовое значение формаций приведено по преобладанию того или иного оттенка в присущих им озерно-делювиальных и покровных образованиях.

Прежде чем перейти к описанию конкретных формаций, укажем, что все они являются платформенными, что определяет их основное тектони-

ческое и структурное положение (рассматривается территория скифской плиты и части Русской платформы). Кроме того, все они расположены на сравнительно ограниченной территории. Таким образом, тектонический фактор для всех выделенных нами формаций являлся достаточно постоянным, что определило примерно одинаковый порядок мощностей осадочных образований рассматриваемых формаций. Отмечаются отличия в терригенном составе отложений одних и тех же формаций, а именно наличие или отсутствие в них аллохтонного материала, не свойственного породам самих платформ. Это дает возможность выявить роль в образовании описываемых осадочных формаций неотектонических движений, происходивших в обрамляющих платформу горных сооружениях.

В общем можно сказать, что все три выделенные нами формации по составу обломочного материала являются в основном автохтонными. Однако в периоды максимального развития речной деятельности и усиления мощности речных потоков таких крупных водных артерий, как палео-Дунай, палео-Прут и палео-Днестр, в область аккумуляции вносился и аллохтонный терригенный материал из прилежащих к платформе горных сооружений, испытывавших в это время поднятие.

Основные отличия разбираемых нами формаций проявляются в характере аутигенных минералов и направленности процессов преобразования осадков.

Ниже мы перейдем к описанию конкретных формаций.

КРАСНОЦВЕТНАЯ ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ ЖАРКОГО СЕМИАРИДНОГО КЛИМАТА (ТИПА ОТКРЫТЫХ САВАНН)

Эта формация распространена на малоподвижных равнинных участках платформ со слаборасчлененным рельефом. В ее строении преобладают образования аллювиальных равнин, вместе с озерными и дельтовыми отложениями, аллювиальные, озерные, лиманные, делювиальные и элювиальные образования, включая ископаемые почвы. Несмотря на пестроту отложений, входящих в состав данной формации, мы можем подметить в ней ряд характерных петрографических признаков.

Нижние члены красноцветной формации в террасовых образованиях слагаются, как правило, аллювиальными отложениями или отложениями аллювиальных равнин, а также лиманными. Русловые фации в констративном аллювии (как, например, аллювиальные отложения с фауной русильонского типа) представлены мелкозернистыми песчаными и алевритовыми породами с горизонтальной, реже — косой слоистостью, с редкими прослоями и линзами галечников и маломощных мелкогалечных конгломератов с известковым цементом. Русловые фации перстративного аллювия обычно содержат косослоистые крупнозернистые пески, а в нижних горизонтах — галечники и конгломераты. Пески и галечники светлоокрашенные полимиктовые. В пойменных фациях преобладают зеленовато-серые и палевые горизонтально-слоистые алевриты и глины.

В песчано-галечном аллювии наблюдается примесь в одних случаях карпатского материала, в других — добруджинского или крымского. Это указывает на аллохтонный тип данных членов формации. Карпатский материал фиксируется появлением разнообразных кремнистых пород, сланцев, слюдистосодержащих сланцев и др. «Тяжелая» фракция осадков характеризуется преобладанием граната, циркона, постоянным присутствием ставролита и дистена и чрезвычайно малыми количествами эпидота и рогевообманки. На появление добруджинского материала указывают обломки гранитов (двуслюдистых) и эпидот-роговообманковых кристаллических

платцев, а также количественное увеличение «тяжелой» фракции и обогащение ее высоким содержанием роговой обманки и эпидота.

В лиманных отложениях, которые участвуют в строении древних террас дельты Днестра и в лиманных осадках Азовского побережья, среди песчаного материала встречаются обломки зеленых эффузивов (типа грасс), развитых на Крымском п-ове. Мощность аллювиальных и лиманных отложений колеблется от 10—12 до 18—25 м.

В покровых к нижним членам красноцветной формации относятся красно-бурые ископаемые почвы мощностью до 3—3,5 м, время образования которых соответствует времени накопления аллювиальных и лиманных отложений террас. В профиле красно-бурых почв выделяются темно-красенный красно-бурый иллювиальный горизонт и белесоватый карбонатный иллювий. Гумусовый горизонт выражен слабо или вовсе отсутствует. Очевидно, в условиях жаркого климата без резкой дифференциации зимних и летних периодов осуществлялось непрерывное и быстрое разложение растительной органики. Карбонатный иллювий характеризуется большим содержанием карбонатных конкреций причудливой формы до 15—20 см в поперечнике. Он нередко разбит глубокими, извилистыми клиновидными трещинами, идущими из иллювиального горизонта вглубь на 3—4 м и заходящими в верхние части материнской породы. Трещины выполнены красно-бурыми суглинками. Обычно здесь же наблюдаются древние кротовины (до 6—10 см в поперечнике), также выполненные красно-бурыми суглинками.

Изученные нами красно-бурые почвы фиксируют щелочную стадию развития почвообразования. В них вынесены из верхнего слоя карбонаты, удален избыточный свободный кремнезем, который получался при разложении гидрослюда, биотита и т. д. Появились новообразования мельчайших агрегатов анатаза и брукита, железисто-марганцовистые стяжения и обильные выделения коллоидальной маловодной окиси железа, которая равномерно окрасила глинистую массу в интенсивный красно-бурый цвет. По данным химических анализов фиксируется и некоторое увеличение в почвах (по сравнению с подпочвенным слоем) глинозема.

Наиболее древняя красно-бурая ископаемая почва соответствует времени накопления аллювия нижних горизонтов среднего эоплейстоцена. В нижнем эоплейстоцене, во время формирования аллювиальных свит, на междуречьях происходило образование красноцветной коры выветривания, хорошо фиксирующейся в разрезах верхов «руссильонских» и понтийских отложений. Наличие красноцветной коры выветривания на понтийских отложениях под «руссильонскими» указывает, что начало ее формирования относится еще к концу понта или к киммерийскому времени.

Верхние члены красноцветной формации в террасах представлены серными и озерно-делювиальными суглинками и глинами. Глины зеленые, оливковые, в верхах красно-бурые, гидрослюдистые и монтмоиллонитовые, с большим количеством карбонатных конкреций («скифские глины»). Конкреции достигают крупных размеров, причудливой формы, пятнисты, пещеристы, содержат примесь глинистого материала. Нередко в глинах присутствует гипс.

Основная масса обломочного материала при образовании верхних членов формации поступала исключительно с территории самих платформ, что характерно уже в большей части и для пойменных фаций аллювия нижних ее членов. В это время подвергались размыву водоразделы и древние террасы, сложенные главным образом рыхлыми осадочными толщами палеоген-неогенового и более молодого возраста. Характерно, что в отложениях этих фаций особенно часто удается наблюдать разную степень

окатанности песчаных частиц; наряду с угловатыми зернами, постоянно можно видеть и прекрасно окатанные (даже со следами морской обработки), многократно переотложенные зерна. Мощность отложений верхних членов красноцветной формации в террасах обычно 5—8 м.

В покровной толще времени накопления «скифских глин» соответствует формирование зелено-серых алевроитов и суглинков, преимущественно делювиального генезиса (частично это отложения мелких пересыхающих озер типа степных блюдец и подов) мощностью от 2—3 м, до 4—5 м. Состав обломочного материала в них также исключительно местный. Обращает на себя внимание, что покровные отложения террас Прута и Днестра так же бедны зернами эпидота и роговой обманки, как и террасовые, в то время как на террасах Дуная покровные отложения отличаются заметно более высоким содержанием эпидота и роговой обманки.

Сопоставление покровных алевроитов и суглинков с озерно-делювиальными отложениями верхних членов террасовой толщи, а погребенных почв — с нижними ее членами, можно сделать из анализа вещественного состава отложений и содержащихся в них органических остатков, позволяющих выявить палеогеографическую обстановку времени образования указанных членов формаций. Широкое развитие аллювиальных отложений в низах формации указывает на достаточно влажную климатическую обстановку, которая определила и наличие богатой растительной органики, необходимой для формирования почвенного покрова междуречных пространств. Зеленовато-серые и красно-бурые глины и суглинки с известковыми стяжениями и гипсом («скифские»), слагающие верхние члены красноцветной формации, образовывались в более засушливых условиях, при бедности растительного покрова, представленного преимущественно степными травами, в результате чего на междуречьях усиливались процессы плоскостного смыва и шло образование делювия. В ряде случаев можно наблюдать непосредственный фациальный переход делювиальных отложений междуречий в озерные и озерно-делювиальные террасовые отложения.

Все породы данной формации имеют полимиктовый состав обломочного материала и гидрослюдисто-монтмориллонитовую природу глинистого вещества. Аутигенные выделения гидроокислов железа обычно присутствуют в маловодной форме. Среди хемогенных карбонатных образований всегда преобладает кальцит, при подчиненном значении доломита и полном отсутствии сидерита.

Для аллювиальных и озерно-делювиальных («скифских») отложений, а также для покровных образований и особенно для горизонтов красно-бурых погребенных почв чрезвычайно характерно значительное преобразование глинистого материала с появлением разнообразных вторичных структур и химического изменения не только глинистого вещества, но и терригенных частиц биотита. Несомненно, что в этих процессах изменения глинистого вещества и слюд большая роль принадлежала растительной органике. Поэтому в почвенных горизонтах изменение глинистого вещества обычно выражено наиболее резко. В русловых и озерно-пойменных отложениях, а также в осадках временных водоемов степень преобразования пелитоморфного материала бывает различной, но особенно энергично она проявляется в тех участках, где находились остатки корневой системы. Здесь обрывки корешков полностью замещены новообразованным глинистым минералом (рис. 3) гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

При разложении биотита и гидрослюдистых минералов высвобождались из решеток силикатов железо и титан. Последний обычно выпадает

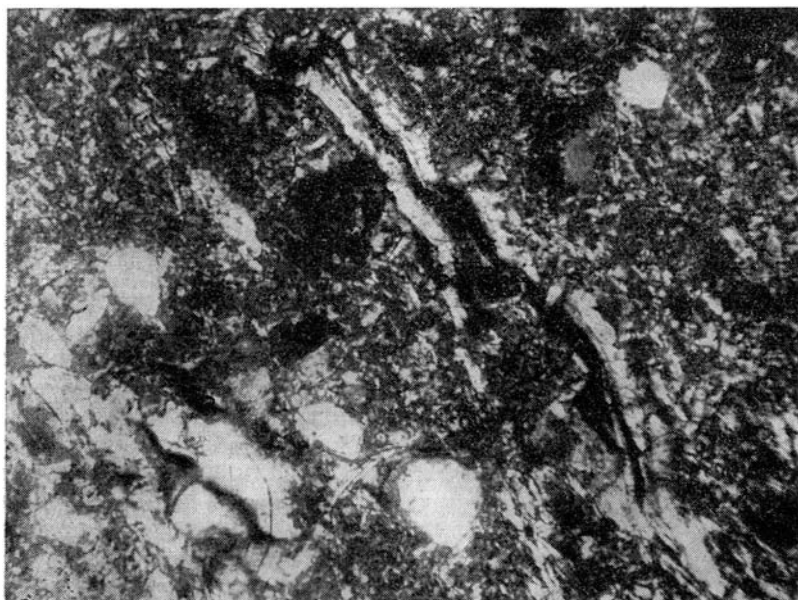


Рис. 3. Минерализация нитевидного корешка новообразованным глинистым минералом. Николи+; $\times 45$; р. Прут, молдавский горизонт

тут же в виде мельчайших агрегатов анатаза и брукита. Железо в одних лучах высаживалось в форме гидрогематитового пигмента, а в других — полностью выносилось. Кроме того, железо, а вместе с ним и марганец принимали активное участие и в сложных биохемогенных процессах, в результате которых в почвенных горизонтах, а также в глинистых осадках водного происхождения появлялись стяжения (бобовины и более мелкие выделения), состоящие из окислов железа, марганца и коллоидальной органики.

Для осадков континентальных фаций, кроме некоторых озерных не характерен первичный хемогенный карбонат кальция. В них карбонат присутствует обычно в виде раковинного материала, скелетных остатков микроводорослей, а также в виде вторичных хемогенных (и биохемогенных) выделений, связанных с гипергенными, почвенными процессами.

Несколько иные процессы аутигенного минералообразования шли в лиманных отложениях и опресненных озерных бассейнах с относительно постоянным водным режимом. Здесь часто создавались условия, благоприятные для химического выпадения карбонатов, — получались мергелистые глины и известковистые алевролиты. В первично карбонатных отложениях глинистое вещество изменено в общем слабо, часто оно даже сохраняет первичную пелитоморфную структуру и только там, где улавливаются реликты корневой системы, корневые остатки оказываются полностью минерализованными.

Для осадков некоторых фаций лиманов характерно присутствие аутигенного глауконита.

Анализ минеральных преобразований, связанных с периодом накопления красноцветной формации, позволяет сделать некоторые выводы о климатических условиях этого периода. Наличие аутигенного глауконита в отложениях лиманных фаций и первичного хемогенного карбоната — в лиманных и озерных, преобладание в красноцветных горизонтах маловодных

окислов железа (Гинзбург, 1947) и активная роль растительной органики при минеральных преобразованиях, свидетельствуют о достаточно теплом, а может быть, и жарком климате.

Сочетание явлений, требующих условий увлажнения (глубокое изменение глинистого материала, интенсивная миграция железа и марганца) с явлениями, присущими засушливому климату (ограниченное количество растительной органики, не способное к полной редукции окислов железа и марганца, а также к генерации углекислоты, достаточной для подавления первичной садки карбоната) позволяет допустить, что климат отличался переменной влажностью.

Этот вывод находит подтверждение и при анализе фауны млекопитающих, известной из отложений данной формации; типичными для этой формации являются ниже- и среднеэоплейстоценовые отложения, охарактеризованные фауной млекопитающих руссильонского типа¹, хапровским и таманским фаунистическим комплексами. В молдавском фаунистическом комплексе, типа руссильонского (известном из отложений самых низов эоплейстоцена), обращает на себя внимание присутствие гиппопотама — обитателя болот, и таких степных форм, как верблюд, лошадь Стенона, придающих этой фауне своеобразный вид. Те же черты присущи и хапровскому фаунистическому комплексу. Здесь, наряду с остатками типично степных форм (страус, верблюд, лошадь Стенона и др.), присутствуют и болотно-лесные (эласмотерий, свиньи, олени и др.). Близкий характер имеет фауна таманского комплекса млекопитающих.

Таким образом, характер фауны позвоночных из разновозрастных отложений, принадлежащих к описываемой формации, позволяет восстановить в общих чертах среду их обитания, представляющую ландшафты открытых саванн с участками лесов, расположенных по берегам рек и водоемов. В то же время наблюдаются и некоторые отличия в фаунистических комплексах разного стратиграфического положения, что указывает на изменение климатической обстановки во времени и общее усиление континентальности климата от более древних геологических эпох к более молодым.

Для всех указанных отложений характерна теплолюбивая левантская фауна моллюсков, представленная толстостворчатыми, часто скульптурированными формами. Остатки растений, как правило, отсутствуют, кроме редкого углистого детрита и реликтов корневой системы, целиком минерализованной. В покровных отложениях иногда встречаются водоросли, указывающие на водную среду формирования содержащих их отложений.

КОРИЧНЕВО-БУРАЯ ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ УМЕРЕННОГО СЕМИАРИДНОГО КЛИМАТА

Эта формация распространена на тех же равнинных участках платформ со слаборасчлененным рельефом, что и красноцветная. В строении — принимают участие аллювиальные, озерные, лиманные, делювиальные, элювиальные образования, включая ископаемые почвы. Нижние члены данной формации так же, как и в красноцветной, представлены в террасах аллювиальными или лиманными отложениями, часто чередующимися в разрезах. Аллювиальные отложения представлены в русловых фазах крупно- и разнорезнистыми полимиктовыми песками и галечниками, нередко конгломератами с карбонатным цементом. В пойменных фазах аллювия отмечаются мелкозернистые зеленовато-серые и палевые пески.

¹ Л. И. Алексеева (1961) выделяет эту фауну в молдавский фаунистический комплекс.

алевриты и глины. В составе лиманных отложений участвуют мелко- и среднезернистые пески, содержащие глауконит, известковистые алевриты и глины. Для нижних членов данной формации так же, как и для красноцветной, характерна примесь аллохтонного материала: карпатского для бассейнов Прута и Днестра, добруджинского — для нижних отрезков долины Дуная и крымского — для террас Азовского побережья. Мощность аллювиальных и лиманных образований колеблется от 10—12 до 15—20 м. В покровных образованиях в это время формируются коричневые ископаемые почвы, мощностью до 2,5—3 м, профиль которых в общем мало отличается от описанного выше профиля красно-бурых ископаемых почв. Коричневые почвы и особенно самая верхняя, как правило, сильно разбиты трещинами усыхания, выполненными материалом вышележащих суглинков или алевритов. Сопоставление покровных образований с террасовыми дает нам возможность относить время формирования верхней коричневой почвы к концу лихвинского времени (она отвечает времени формирования погребенной аллювиально-лиманной толщи в основании III надпойменной террасы).

Верхние члены коричнево-бурой формации представлены лиманными и озерно-делювиальными суглинками и глинами, часто с примесью песчаного и даже гравийного материала. Глины грязно-зеленоватые, а в верхней части коричнево-бурых оттенков, также гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Карбонатные конкреции присутствуют, но в меньших количествах и меньших размеров, чем в скифских глинах. Мощность указанных отложений 4—5 м.

В покровной толще времени формирования этих отложений соответствует накопление делювиальных зелено-серых и палевых суглинков и зеленовато-палевых глинисто-алевритовых осадков мелководных водоемов (типа степных блюдц и подов). Таким образом, коричнево-бурая формация во многом близка красноцветной и по общему строению и литологическим типам осадков, и по характеру и составу обломочного материала и даже по профилю почвенных горизонтов. Но эта формация имеет и свои особенности, которые свидетельствуют о различии климатических условий времени возникновения обеих формаций. В частности, эти особенности улавливаются в характере аутигенных минеральных преобразований, особенно в почвенных горизонтах.

На изученной нами территории, в составе лиманных отложений коричнево-бурой формации большую роль играют, кроме алевритов и мергелистых глин, мелкозернистые пески с аутигенным глауконитом, с редкими стяжениями фосфата кальция. Все осадки лиманного генезиса содержат обильную фауну фораминифер, солоноватоводных остракод, богаты хемогенным карбонатом кальция. Глинистый материал этих осадков принадлежит в основном гидрослюдам и монтмориллониту и не обнаруживает больших изменений диагенетического порядка.

Аллювиальные и озерно-делювиальные отложения, напротив, как и в красноцветной формации, отличаются существенным преобразованием глинистого материала, входящего в состав всех фациальных типов осадков. Обычно это преобразование выражается в появлении вторичных микроструктур глинистого вещества, в частичном переходе гидрослюд в монтмориллонит, в выделении мельчайших агрегатов анатаза и брукита и хлопьевидных сгустков бурых водных окислов железа. Словом, направленность диагенетического процесса в данных отложениях коричнево-бурой формации остается прежней. Правда, здесь уже снижена степень деработки глинистого вещества, часто можно констатировать лишь слабую монтмориллонитизацию гидрослюд, а вторичные структуры глинистой массы бывают менее выразительны. Кроме того, в этой формации уже

совсем не встречаются среди глинистых отложений делювиально-озерного происхождения интенсивно красные, богатые распыленным гематитом. глинистые породы — «скифские глины». Аналогичные по генезису породы этой формации имеют буровато-зеленый или грязно-бурый цвет и никогда не проявляют такого глубокого химического разложения глинистого вещества, какое свойственно типичным скифским глинам.

Субаэральные образования коричнево-бурой формации и, в первую очередь, ископаемые почвы отличаются от тех же образований красноцветной формации уже рядом существенных признаков.

Прежде всего цвет ископаемых почв коричнево-бурой формации не имеет красных оттенков; он темный, буро-коричневый. Окраска почв обусловлена здесь пигментацией глинистого материала бурыми водными окислами железа (а не гидрогематитом), распыленным карбонатом, рассеянной растительной органикой.

Глинистое вещество описываемых почв изменено, но иначе, чем в красно-бурых почвах. Здесь оно прошло стадию частичной или полной гелефикации с последующей раскристаллизацией гидрогеля в тонкокристаллическую, точно-полярную однородную массу. В последней лишь изредка встречаются отдельные, более крупные с расплывчатыми очертаниями агрегаты (с аксиально ориентированными глинистыми частицами), которые проявляют яркую поляризацию и ведут себя под микроскопом наподобие монокристаллических индивидуумов. Химическое изменение глинистого вещества было направлено в сторону перехода диоктаэдрических гидрослюд в монтмориллонит (или смешано-слоистые минералы), но протекало оно с меньшей интенсивностью, чем при формировании красно-бурых почв.

В результате биохомогенных процессов в коричневых почвах, так же как и в красно-бурых, образовывались концентрически зональные стяжения водных окислов железа и марганца. Но если в красно-бурых почвах железо всегда количественно преобладает над марганцем, то здесь соотношение обоих элементов сильно варьирует даже в пределах одного почвенного горизонта. Часто можно наблюдать, например, одновременно присутствие стяжений бурых гидроокислов железа, почти лишенных марганца, и стяжений с явным преобладанием марганца. Очевидно, в этом случае уже начинали сказываться различия в миграционных способностях железа и марганца.

В глинистой массе коричневых почв постоянно присутствует тонко-рассеянный карбонат кальция и чаще, чем в красно-бурых почвах, встречается мелкий углистый детрит. Таким образом, коричневые почвы отличаются от красно-бурых главным образом меньшей степенью изменения глинистого вещества, отсутствием маловодных окислов железа, более четкой дифференциацией миграционных способностей железа и марганца и неполным выносом карбонатов из почвенного слоя. Совершенно очевидно, что в коричневых почвах была снижена активная роль растительной органики. Не хватало в почве влаги, часто почва подсыхала настолько, что появлялись глубокие трещины. Температурный режим подвергся изменению. Если климат оставался в общем еще теплым и процессы минеральных преобразований и новообразований шли достаточно энергично, то все-таки он уже характеризовался более умеренными температурами с резкими сезонными колебаниями. На это указывает снижение энергии растительной органики, отсутствие в осадках маловодных окислов железа, частое присутствие в аллювии принесенных речными льдами крупнотыловых обломков и т. д.

Климат времени образования коричнево-бурой формации можно считать делить как умеренный, материковый. Это подтверждается и анализом флоры

ны млекопитающих из отложений данной формации. Типичными представителями указанной формации являются верхнеэоплейстоценовые отложения, охарактеризованные фауной млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса.

По свидетельству Л. И. Алексеевой (1961), в отличие от хандровского и таманского, в тираспольском фаунистическом комплексе Европейской части СССР уже исчезают многие теплолюбивые формы, и остаются преимущественно формы, прямые потомки которых в современной фауне приспособлены к перенесению довольно холодных зим (быки, различные олени и грызуны). Находка в этой фауне наземных черепах дает основание думать, что летние температуры оставались довольно высокими. Таким образом, фауна тираспольского комплекса свидетельствует о похолодании климата, но не дает оснований предполагать наличие в это время обширного покровного оледенения.

Фауна моллюсков, сопутствующая тираспольскому комплексу млекопитающих, по данным А. Л. Чепалыги (1962), представлена в нижних горизонтах южноевропейскими, достаточно теплолюбивыми формами, а в верхних — более неприхотливой фауной европейского облика (обитающей в настоящее время в Южной Германии, Трансильвании, в бассейне Дона) с некоторой примесью холодолюбивых форм, обитающих и сейчас в Урале.

Фауна фораминифер, встреченная в лиманных отложениях вместе с тираспольскими пресноводными моллюсками, по свидетельству Х. М. Саидовой, обитала при температурах, характерных в настоящее время для черноморского пояса.

Спорово-пыльцевые анализы из отложений верхних членов этой формации показывают преобладание травянистой растительности сухих степей и субстепей. Это совпадает с нашими представлениями о большей сухости климата во время накопления отложений верхних членов коричнево-бурой формации по сравнению с начальными ее этапами. Кроме того, в покровных суглинках встречены водоросли, подобные водорослям из покрова красноцветной формации. В ископаемых почвах растительных остатков не обнаружено, кроме углистого детрита, но хорошо выражена корневая система травянистой растительности, целиком минерализованная.

ПАЛЕВАЯ ЛЕССОВАЯ ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация распространена на тех же равнинных малоподвижных участках платформ, что и вышеописанные. По составу она также полигенетическая: в нее входят те же генетические типы отложений — аллювиальные, озерные, лиманные, делювиальные и элювиальные, включая и лесные почвы. Возможно присутствие эоловых отложений в покровах. Важнейшей чертой данной формации является резкое различие в условиях накопления ее нижних и верхних членов. Для нижних членов этой формации характерно наличие среди русловых фаций аллювиальных отложений — разнозернистых косо- и диагонально-слоистых, хорошо развитых полимиктовых песков и галечников, сменяющихся более мелкозернистыми песками, алевроитами и глинами пойменных фаций и фаций прибрежных озер.

В результате оживления неотектонических движений в обрамляющих эту форму горных сооружениях Карпат, Добруджи и Крыма, особенно во время накопления русловых фаций данных членов формации, в них обнаруживается присутствие аллохтонного материала (карпатского в бассейнах Днестра и Днестра, добруджинского — в бассейне низовьев Дуная и крым-

ского — в террасах Азовского побережья). Мощность отложений нижних членов формации обычно не превышает 5—6 м. По внешнему облику отложения нижних членов лёссовой формации мало чем отличаются от таковых в двух ранее описанных формациях. Как будет показано ниже, отличия довольно резко сказываются при изучении состава слагающих их аутигенных минералов и характера последующих преобразований. В покровных образованиях этому времени соответствует формирование ископаемых почв. В отличие от описанных выше формаций, в лёссовой формации отсутствуют красно-бурые и коричневые ископаемые почвы, которые замещаются здесь преимущественно почвами черноземного или каштанового типа. Мощность их 0,5 до 1,5 м. Прослеживаются три основных горизонта ископаемых почв, обладающих достаточно хорошо выраженным профилем и отмеченных на всей изученной нами территории.

Гумусовый горизонт ископаемых черноземных почв представлен палево-серым или желтовато-бурым неслоистым суглинком, скрытозернистой структуры, мощностью от 0,3—0,8 до 1 м. Иллювиальный горизонт обычно белесоватый, неслоистый суглинок, обогащенный карбонатом кальция, в виде пятен и мелких конкреций. В иллювиальном горизонте и в материнской породе отмечается масса древних кротовин до 4—6 см в поперечнике, выполненных черноземом. Каштановые почвы отличаются небольшой мощностью гумусового горизонта, комковатой структурой, скоплением гипса в иллювиальном горизонте ниже карбонатного иллювия.

Особенно хорошо выражена обычно средняя ископаемая почва, обладающая большой мощностью и наиболее четким профилем.

Кроме указанных трех основных ископаемых почв, намечается несколько слабовыраженных и не везде прослеживающихся почвенных горизонтов.

Верхние члены лёссовой формации слагаются также аллювиальными или лиманными отложениями, но резко отличного облика. Русловые фации аллювия представлены обычно мелкозернистыми, волнисто-горизонтально-слоистыми плохо сортированными песками с обилием алевритового и глинистого, а иногда и пелитоморфного карбонатного материала. Пески содержат редкие прослои галечников. Последние также обладают малой сортированностью и содержат много пелитоморфного материала.

Озерно-пойменные фации этого аллювия представлены глинистыми алевритами и алевритистыми глинами лёссовидного облика и голубовато-серыми и буроватыми оглеенными суглинками и глинами.

Аллювий этого типа имеет буровато-палевый цвет, обусловленный тем, что все обломочные зерна — алевритовые и песчаные, а также отдельные гальки окутаны глинистой, или глинисто-карбонатной оболочкой. Част русловой и пойменный аллювий трудно различимы.

Такой характер перигляциальных аллювиальных отложений свидетельствует о мутности потоков и специфическом гидродинамическом режиме рек в условиях вечной мерзлоты (кратковременные и бурные паводки в весенние и летние периоды). Мощность террасовых отложений обычно не превышает 6—8 м.

В покровной толще времени их формирования соответствует накопление палевых лёссовидных супесей и суглинков, преимущественно иллювиального генезиса. В древних понижениях делювиальные отложения замещаются отложениями мелководных периодически пересыхающих озер типа степных блюдец и подов. Мощность толщ покровных лёссовидных отложений, залегающих между какими-либо двумя основными погребенными почвами, обычно составляет от 1—2 до 4—5 м.

Лёссовая формация в целом имеет четкое стратиграфическое положение. Она встречается только в плейстоцене, и время ее формирования совпадает со временем материкового оледенения в более северных широтах Евразии.

Отмеченные отличия в литологическом облике нижних и верхних членов этой формации обусловлены накоплением их в различных климатических условиях плейстоцена, характеризующихся сменой ледниковых веков межледниковыми. Нижние члены формации, как будет видно из дальнейшего, накапливались в условиях более теплого и влажного климата межледниковий, верхние — в суровых условиях перигляциального климата. Тесные парагенетические связи лёссовидных покровных отложений с разделяющими их ископаемыми почвами и отложениями террас, общее похолодание климата времени формирования обоих членов лёссовой формации и кратковременность межледниковых эпох позволяют объединить их в единую перигляциальную формацию. Перигляциальные условия времени отложения верхних членов лёссовой формации устанавливаются по ряду свойственных им признаков, к которым в первую очередь относится наличие следов вечной мерзлоты. Они фиксируются здесь в ископаемом состоянии, в виде псевдоморфоз по ледяным жилам, мерзлотных котлов, явлений криотурбации и солифлюкции. Явления эти сингенетичны для данных членов формации и эпигенетичны для нижних ее членов. Аллювиальные отложения приобретают ряд специфических черт. Русловые их фации обычно мелкозернистые, большей частью волнисто-горизонтально-слоистые, содержат прослои и линзы иловатых глин и обогащены значительным количеством мелкого неразложившегося растительного детрита. По характеру они напоминают пойменный аллювий равнинных рек умеренного пояса, благодаря чему часто с ним смешиваются. Озерно-пойменные фации перигляциального аллювия часто сильно оглеены вследствие интенсивных процессов заболачивания, или имеют лёссовидный облик.

Во многих случаях перигляциальный аллювий изученной нами территории близок к констативному типу, что вообще присуще областям с отрицательными новейшими тектоническими движениями (Лемакин, 1948; Шандер, 1951), но отличается от такового малыми мощностями.

Суровые климатические условия перигляциальной зоны во время накопления аллювия верхних членов лёссовой формации, сказались на бедности растительного покрова междуречных пространств, представленного растительностью сухой перигляциальной степи, что привело к усилению плоскостного смыва и образованию делювиальных шлейфов лёссовидного облика, затягивающих обширные междуречные пространства. Во время межледниковий, в условиях более теплого и влажного климата, усиливалась эрозионная деятельность речных артерий, накапливался нормальный аллювий, характерный для равнинных рек умеренного пояса; на междуречьях формировался почвенный покров. Соотношение трех основных горизонтов ископаемых почв с террасовыми отложениями позволяет отнести время их формирования к одиновцовскому, микулинскому и мологоспексинскому (?) межледниковьям. Более плохо выраженные и не везде прослеживающиеся дополнительные почвенные горизонты соответствуют, видимо, более коротким интерстадиалам.

Как мы уже упоминали, отложения лёссовой формации резко отличаются от описанных выше коричнево-бурой и красноцветной по составу аутигенных минералов и процессам диагенетического преобразования осадков.

Если в красноцветной и коричнево-бурой формациях все субаквальные (и лиманные и аллювиальные) отложения еще довольно близки, и наиболее существенные различия несут субаэральные (покровные) образова-

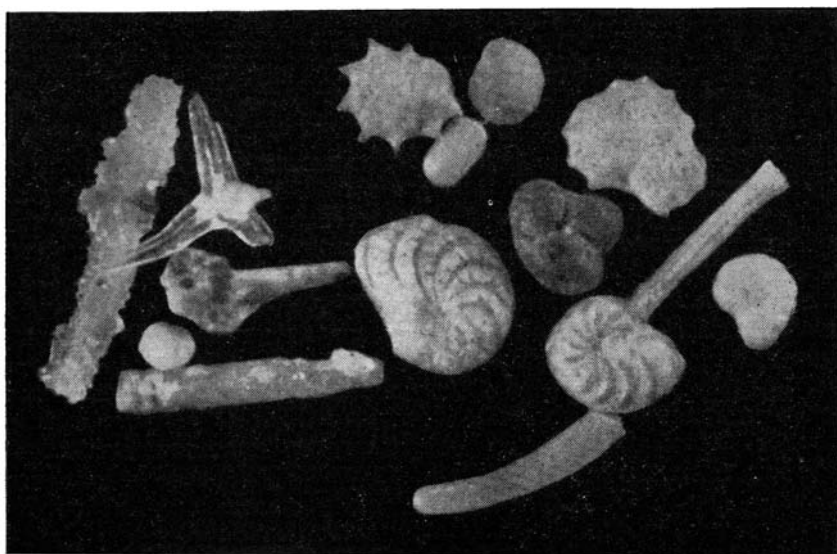


Рис. 4. Фораминиферы, кремневые спикулы и остракоды из лиманных отложений II террасы бассейна р. Днестра. $\times 75$

ния, то в лёссовой формации почти все генетические типы наделены рядом характерных черт. Пожалуй, только в лиманных отложениях не так резко сказываются особенности этой формации.

Лиманные отложения представлены полимиктовыми песками, алевроитами, глинами и содержат раковины фораминифер, солоноватоводных остракод, моллюсков, кремневые спикулы, остатки рыб и др. (рис. 4). В них иногда встречается глауконит (свежие, растресканные зерна) и в значительном количестве присутствует карбонат кальция — пелитоморфный, рассеянный в глинистой массе или образующий бесформенные сгустки и конкреционные стяжения. Часто наблюдаются хлопьевидные выделения бурых водных окислов железа, а глинистое вещество, особенно в осадках богатых распыленным, хемогенным карбонатом, изменено слабо и принадлежит в основном гидрослюдам (с подчиненным значением монтмориллонита). Там, где меньше первичного карбоната, глинистый материал частично гелефицирован, с образованием колломорфных вторичных структур.

Среди аллювиальных свит лёссовой формации, как уже отмечалось выше, выделяется два различных типа отложений. Одни, накапливались в условиях относительного потепления и увлажнения (в периоды межледниковий), а другие — в условиях сурового климата перигляциальной зоны. Уже в аллювиальных отложениях первого типа глинистое вещество изменено в общем слабо, часто сохраняется его первичная терригенная пелитоморфная структура. В глинистой массе много рассеянного карбоната, нередко порода пропитана гидроокислами железа и марганца. Глинистые частицы сохраняют первичный терригенный облик, и только по редким участкам нитевидных корешков заметно, как глинистое вещество, постепенно замещив растительный остаток, образует по нему псевдоморфную колломорфной структуры. Карбонат кальция входит здесь в состав терригенной части осадков в виде алевроитовых частиц и тонкорассеянной массы, а также дает вторичные новообразования — обособленные стяжения, которые крустирует редкие нитевидные корешки. Эти породы часто проявляют повышенную пористость и приобретают лёссовидный облик.

Покровные образования лёссовой формации особенно отчетливо подчеркивают ее колорит — в почвенных горизонтах отражаются климатические условия межледниковий, а в делювиальных отложениях — сурового, перигляциального климата.

Судя по профилю ископаемых почв лёссовой формации и направленности в них минеральных преобразований, мы можем смело сказать, что эти почвы формировались в гораздо более умеренном климате, чем почвы коричнево-бурой формации. Скорее всего для описываемой территории климат периодов межледниковий был близок современному. Ископаемые почвы лёссовой формации имеют тот же тип, что и современные почвы, развитые на данной территории. О характере профиля ископаемых почвенных горизонтов лёссовой формации мы уже говорили. Независимо от того, черноземного типа почва или каштанового, иллювиальный горизонт выражен слабо и проявляется он главным образом в наличии кротовин, мелких стяжений карбоната или выделений гипса. Границы почвенного горизонта с вмещающими его отложениями всегда очень нерезкие. Черноземные и каштановые почвы часто по простиранию на пониженных элементах рельефа сменяются почвами лугового и болотного типа. Последние обычно темно-серые, почти черные. Окраска их обусловлена обилием мельчайших углистых частиц и коллоидальной гумусовой органикой, которая пропитывает глинистую массу. На междуречьях черноземные и каштановые почвы обычно буро-коричневые и палевые. Бурый оттенок дает гумусовое коллоидальное вещество, а палевость вызывается распавшимся карбонатом.

Для почв лёссовой формации характерно сравнительно слабое изменение глинистого вещества. Оно бывает частично гелефицировано с образованием затем криптокристаллических агрегатов, частично разложено и химически, но в основном сохраняет первичную терригенную структуру глинистой массы и ее гидрослюдистую природу.

Очевидно, что при формировании почв лёссовой формации климат был недостаточно теплым для того, чтобы полностью мобилизовать энергию растительной органики в процессе преобразования минеральной части почвенного горизонта. Черноземный и каштановый тип почв лёссовой формации на данной территории указывает на степные ландшафты, господствующие во время их образования¹. Недостаточная влажность зачачую обуславливала аэрацию почв. При этом мертвый растительный материал частично мог окисляться и захороняться в виде фюзенизированных остатков и, таким образом, выпадать из круга активной органики. Поэтому в почвах лёссовой формации бывает много инертного углистого вещества.

Почвы описываемой формации богаты карбонатом кальция. Он присутствует в виде дисперсно рассеянных частиц, сгустков (возможно, биохемического происхождения) и разнообразной формы стяжений. Последние дают скопления в иллювиальном горизонте. Интересной особенностью почв (а также покровных суглинков) лёссовой формации является присутствие среди хомогенного кальция люблинита. Он или рассеян в глинистой массе в форме тончайших иголок или дает спутанно-игольчатые агрегаты. По-видимому, образуются такие кристаллы карбоната при внешнем выпадении из раствора. Возможно, что причины появления люблинита также и гипса в верхней почве покровных образований были связаны с процессами «высаливания», свойственными областям достаточно сухого климата. В ископаемых почвах лёссовой формации встречаются кон-

¹ В более северных районах Юго-Запада Европейской части СССР среди пород этой формации распространены также серые лесные почвы (Веклич, 1961).

центрически зональные стяжения железа и марганца. При этом марганца здесь бывает всегда больше, чем в аналогичных стяжениях из почвенных горизонтов коричнево-бурой и красноцветной формаций,

Интересно отметить, что по данным химических анализов, в почвах и в известковистых стяжениях часто присутствует свободный кремнезем. Возможно, что он частично мог возникать при разложении глинистых силикатов, но совершенно очевидно, что он получался и при растворении скелетных остатков диатомовых водорослей и других кремневых микроорганизмов. В почвах иногда удается заметить присутствие единичных, сильно корродированных скелетных остатков диатомей.

Покровные образования лёссовой формации, включающие горизонты ископаемых почв, имеют лёссовидный облик, а иногда и полностью отвечают термину «лёсс» (и тогда они обладают повышенной пористостью и просадочностью). Внешне — это палевые и буровато-палевые глинисто-алевритовые породы, часто сильнокарбонатные. В обнажениях они способны удерживать отвесные стенки и проявляют вертикальную отдельность. Породы часто бывают глубоко пронизаны нитями корешков, которые инкрустируются карбонатом (рис. 5) или заполнены глинистым материалом. Глинистое вещество этих пород не несет следов изменений. Карбонат присутствует как терригенный компонент алевритовой фракции, как пелитоморфная примесь к глинистой части и как вторичные, многократно перемещенные поверхностными и грунтовыми водами хемогенные образования (густки, стяжения, корки по корешкам и т. д.).

Обращает на себя внимание, что в покровных отложениях лёссовой формации особенно часто и в больших количествах присутствуют, как нам удалось впервые обнаружить, целиком карбонатизированные остатки водорослей с прекрасно сохранившимся клеточным строением слоевища. Судя по тому, что в породах встречаются и крупные (до 1 см длиной) обрывки водорослей (рис. 6) и мельчайший детрит, рассеянный в массе породы, мы должны думать, что водоросли жили в период накопления осадочного материала.

В лёссовой формации, в покровах выше «микулинской» ископаемых почв, встречается примесь (иногда заметная) пирокластического материала в виде свежих (и часто более крупных, чем терригенный обломочный материал) обломков кристаллов роговой обманки, пластинок биотита, остроугольных осколков кислых вулканических стекол, что указывает на участие ветрового фактора при седиментогенезе.

Таким образом, несмотря на то, что лёссовая формация включает в себя те же генетические типы отложений, которые слагают и обе вышеописанные формации, и что она образовалась примерно в близких тектонических условиях, отличительные черты ее исключительно велики. Они сказываются во внешнем облике пород, в профиле ископаемых почв, в направленности постседиментационных процессов изменения минеральной части отложений и т. д.

Специфику лёссовой формации (в том числе и отличие ее нижних верхних членов) обусловили в основном особенности климатического режима времени ее образования: длительные периоды сурового, холодного и сухого климата сменялись сравнительно кратковременными периодами потепления и увлажнения.

Прекрасно согласуются с этим выводом и данные по фауне млекопитающих. Типичными представителями лёссовой формации являются, мы уже указывали, плейстоценовые отложения, охарактеризованные казарским и верхнепалеолитическим фаунистическими комплексами.

Фауна млекопитающих казарского комплекса свидетельствует о значительном ухудшении климатических условий, наряду с успеш-



Рис. 5. Корки тонкозернистого карбоната вокруг обрывков корешков из палевых покровных суглинков III террасы р. Днестр. $\times 8$



Рис. 6. Обрывки известковых скелетов микроводорослей из палевых покровных суглинков III террасы р. Днестр. $\times 24$

континентальности и развитием открытых безлесных пространств [наличие крупного верблюда *Camelus knoblocki*, длиннорогих бизонов и слонов, с широко расходящимися бивнями — *Mammuthus trogontherii* (Pohl.)]. Развитие ее, по-видимому, соответствует времени начала материкового оледенения на севере Евразии. Более холодолюбивой является и фауна пресноводных моллюсков, сопутствующих фауне млекопитающих хазарского комплекса (Чепалыга, 1962а).

Для верхнепалеолитического комплекса характерно прежде всего широкое развитие арктических и холодолюбивых форм — песка, лемминга, овцебыка, северного оленя, вместе с мамонтом, потомком *Mammuthus trogontherii*, гигантским оленем, короткорогим бизоном — измельчавшим потомком тираспольского бизона — *Bison schoetensacki* и т. д. (Громов, 1948), свидетельствующих о значительном изменении климатических условий в связи с развивающимся великим оледенением. Несомненно, что ледниковые условия в северном полушарии не были непрерывными в течение всего плейстоцена. Они неоднократно чередовались с более теплыми гумидными условиями в течение периодов отступления ледника, что хорошо фиксируется и характером отложений. Но, как мы уже указывали, вероятно, они были достаточно кратковременны, и фауна млекопитающих не успела измениться коренным образом, хотя намечается определенное изменение в составе фауны межледниковых веков по сравнению с ледниковыми (появление смешанных фаунистических комплексов и таких ледниковых форм, как *Palaeoloxodon antiquus*, *Dicerorhinus mercki* и других, известных в Западной Европе).

Фауна пресноводных моллюсков из лёссовой формации приурочена большей частью к отложениям, соответствующим межледниковьям (или межстадиям). Общий облик ее достаточно умеренный, но с примесью теплолюбивых форм (*Corbicula fluminalis*), некоторых других видов рода *Corbicula* и ряда других форм (Чепалыга, 1962а).

В террасовых отложениях верхних членов формации теплолюбивые моллюски исчезают, и видовой состав фауны обедняется. В покровных лёссовидных отложениях и в лёссах встречается почти исключительно та называемая лёссовая фауна моллюсков бедного видового состава (*Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum*, *Helicella striata*, *Vallonia tenuilabris* и т. д.), появляющаяся только со времени днепровского оледенения.

Данные пылевого анализа, пока очень скудные, позволяют установить в отложениях верхних членов лёссовой формации преобладание степной растительности с элементами таежной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье мы попытались применить методику формационного анализа к расчленению континентальных антропогенных отложений, развитых на территории скифской эпипалеозойской плиты и части Скифской платформы. Нужно подчеркнуть, что под формациями мы понимаем определенные комплексы пород и связанных с ними минеральных ресурсов, отдельные члены которых тесно парагенетически связаны с другим (Шатский, 1945).

Возникновение и развитие платформенных формаций связано, с одной стороны, с тектоническими движениями платформ и окружающих их горных сооружений, с другой — с климатом, который часто имеет решающее значение в образовании типов платформенных формаций (Страхов, 1962). Поскольку мы касались здесь довольно ограниченной территории развития платформенных формаций, тектонический фактор оставлен

течение антропогена довольно постоянным, что сказалось в примерно одинаковом порядке мощностей всех выделенных нами формаций и в общем автохтонном их типе. Анализ терригенной части отложений, входящих в состав различных формаций, показал наличие аллохтонного материала в нижних их членах (карпатского, добруджинского и крымского) для различных участков рассматриваемой территории.

Основные отличия формаций выявились при анализе содержащихся в них аутигенных минералов и процессов преобразования осадков, что связывается с изменением климатической обстановки времени их формирования.

Принципиально, в случае повторения сходных тектонических и климатических условий в разные отрезки геологического времени будут образовываться сходные геологические формации. Таким образом, одна и та же формация может неоднократно повторяться в стратиграфическом разрезе, в то же время один и тот же стратиграфический горизонт в разных районах своего распространения, в случае если он приурочен к различным климатическим зонам, может быть представлен различными формациями (Никифорова, Разумова, 1959). В нашем случае тектонический режим, как мы уже указывали, на всем протяжении антропогенной истории для данного ограниченного участка был достаточно постоянным, и отмеченная последовательная смена формаций в разрезе антропогена указывает, в первую очередь, на закономерную эволюцию климатических условий во времени¹.

Данные по вещественному составу пород, фауне и растительности из отложений всех выделенных нами формаций указывают на направленное изменение климата в сторону похолодания и увеличения континентальности, что привело к развитию материкового оледенения на севере Евразии в плейстоцене. Оледенение наложило резкий отпечаток на характер осадконакопления и в южных районах Европейской части СССР, где в это время, в перигляциальных условиях, началось накопление лёссовой формации. Нет никаких данных, которые указывали, бы на материковое оледенение в более ранние эпохи антропогена. В эоплейстоцене мы видим закономерно сменяющие одна другую во времени красноцветную формацию жаркого семиаридного климата и коричнево-бурую, образованную в условиях умеренного семиаридного климата.

Можно говорить о некоторых климатических колебаниях в течение времени накопления каждой из этих последних двух формаций, которые проявились в основном в чередовании более влажных и сухих условий. Последние, видимо, обладали и большей континентальностью. Во время накопления коричнево-бурой формации умеренного климата эта континентальность была выражена более резко, чем в красноцветной. Можно предположить, что сезонные колебания температур достигали значительной величины, что могло приводить и к явлениям сезонной мерзлоты, но это еще не дает основания предполагать наличия в это время материковых оледенений в более северных широтах. Лишь внутри лёссовой формации плейстоцена с очевидностью можно констатировать более резкие изменения климата, выражавшиеся в чередовании сухих, холодных и более влажных и теплых условий, совпадающих с оледенениями и межледниковьями.

Приведенный анализ формаций антропогенных отложений крайнего юго-запада Европейской части СССР показывает, таким образом, неправильность имеющихся представлений о том, что все покровные суглинки

¹ Имеется в виду принадлежность указанных формаций к одним палеоклиматическим зонам, существовавшим в отдельные отрезки антропогенной истории.

и алевроиты, развитые на этой территории, являются лёссами или лёссовидными отложениями и образовались во время оледенений, а все ископаемые почвы формировались в межледниковья.

Лёссы и лёссовидные отложения, с разделяющими их погребенными почвами черноземного или каштанового типа, относящиеся к налевой лёссовой, перигляциальной формации, слагают лишь верхние части покрова, имеющие плейстоценовый возраст, но не древнее времени максимального днепровского оледенения.

Все отложения нижней части покрова (эоплейстоценового возраста), представленные также мелкоземистыми алевроитами и суглинками, разделенными коричневыми и красно-бурыми почвами, не могут быть отнесены к лёссам или лёссовидным породам, так как не несут тех характерных признаков, которые присущи породам лёссовой формации. Они относятся к формациям умеренного и жаркого семиаридного климата. Вывод этот имеет большое практическое значение, и его необходимо учитывать при строительстве гидротехнических и инженерно-технических сооружений.

Строгая стратиграфическая приуроченность лёссовой формации к плейстоцену и верхних ее членов — ко времени оледенений указывает на их генетическую связь с оледенениями. Литология отложений верхних членов лёссовой формации, состав аутигенных минералов и характер диагенетических преобразований осадков указывают на накопление их в суровых климатических условиях перигляциальной зоны материковых оледенений. Этот второй важный вывод, вытекающий из анализа отложений лёссовой формации для данной, сравнительно ограниченной территории Юго-Запада Европейской части СССР, нам кажется, может быть распространен на более обширную территорию развития лёссовых отложений как Европы, так и Азии. Несомненно, существуют отличия в конкретной характеристике лёссовых отложений перигляциальных зон материковых оледенений (равнинные области Европы и севера Азии) и лёссовых отложений, примыкающих к горным оледенениям (Средняя Азия, Северный Китай), так как в последнем случае должна сказываться вертикальная климатическая зональность, а в первом — горизонтальная. Но общие закономерные свойства этой формации, обусловленные приуроченностью ее накопления ко времени оледенений, в перигляциальной обстановке накладывают единый отпечаток на слагающие ее отложения, который резко отличает лёссовую перигляциальную формацию от всех других формаций платформ.

Наконец, третий важный вывод состоит в том, что формационный анализ, проведенный впервые для антропогенных отложений, показал возможность выделения формаций для коротких отрезков геологического времени, что имеет большое значение в методическом отношении. Специфика каждой из выделенных формаций обусловлена в основном климатическими условиями периода ее образования. В результате изменения климата в течение коротких отрезков времени могли образовываться резко отличные формации, имеющие малую мощность. В связи с этим опыт формационного анализа антропогенных отложений может быть учтен для более детального расчленения мощных (часто многокилометровых) толщ древних платформенных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Л. И. Древнейшая фауна млекопитающих антропогена юга Европейской части СССР. В кн. «Вопросы геологии антропогена», М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Веклич М. Ф. Ископаемые почвы в четвертичных (антропогенных) отложениях юго-западной части Русской равнины.— Четверт. период, Киев, Изд-во АН УССР, 1961, вып. 13, 14, 15.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, серия геол. (№ 17).
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическом подразделении антропоновой (четвертичной) системы.— В кн.: «Вопросы геологии антропогена». Изд-во АН СССР, 1961.
- Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 81.
- Константинова Н. А. О геологическом возрасте террас низовий Прута и Дуная.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1964, № 29.
- Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений.— «Землеведение», 1948, II.
- Никифорова К. В., Разумова В. Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и некоторые общие закономерности размещения в них полезных ископаемых.— В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», Изд-во АН СССР, 1959, 2.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I и II, Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III, Изд-во АН СССР, 1962.
- Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран, т. III, М., 1935.
- Чепалыга А. Л. Материалы по стратиграфии четвертичных террас Днестра.— Труды Одесск. гос. ун-та, 1962а, серия геол. и геогр. наук, 152, вып. 8.
- Чепалыга А. Л. Материалы по стратиграфии эоплейстоценовых террас Днестра. Труды Одесск. гос. ун-та, серия геол. и геогр. наук, 1962б, 152, вып. 8.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135, геол. серия (№ 55).
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала, вып. 2, М., Изд. Моск. об-ва испыт. природы, 1945.

ЛИБУШЕ СМОЛИКОВА, ВОЕН ЛОЖЕК

Чехословакия

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

ВВЕДЕНИЕ

В антропогенных отложениях внеледниковой области Средней Европы преобладают континентальные образования. Это прежде всего лёссы и лёссовидные породы, отложения склонов, а на территориях развития карста также и пещерные осадки. Возникновение этих отложений протекало большей частью в условиях холодного климата. Отложения, связанные с материковыми оледенениями, очень сходны как литологически, так и по составу фауны, которая в них сохранилась. Примером этого являются лёссы разного возраста, которые и литологически и биостратиграфически отличаются удивительным единообразием (Kukla, Ložek, 1961a). Главную роль при расчленении континентальных четвертичных серий играют поэтому продукты теплых периодов, представителями которых в первую очередь являются ископаемые почвы, а также озерные и болотные (торфяные) осадки, характерные для межледниковий в области северного и альпийского оледенений.

Прямое сравнение ископаемых почв с озерными и торфяными осадками очень затруднительно. Поэтому основное значение приобретает находки фауны и флоры, состав которых является достаточно характерным для настоящих межледниковий.

Ископаемые почвы распространены на больших площадях, и их можно проследить во многих разрезах. В случае, если бы их палеоклиматическое значение стало общепринятым, их можно было бы легко использовать в качестве стратиграфического индикатора и для таких территорий, где отсутствуют палеонтологические находки. В практике же этот путь не так прост, каким он кажется на первый взгляд, поскольку ископаемые почвы представлены различными типами и образуют разные серии, которые являются как по горизонтали, так и по вертикальному разрезу, соответствующей разной палеогеографической среде. При таком положении следовало бы предварительно точно установить, каким условиям отвечают отдельные ископаемые почвы, и сравнить результаты с теми условиями, которые были обнаружены в ледниковой области.

В последние годы ископаемым почвам в Чехословакии и в соседних странах уделялось большое внимание как в отношении стратиграфии, так и в отношении палеогеографии и удалось обнаружить некоторые закономерности (Fink, 1954, 1956; Brunnacker, 1958; Kukla, Ložek, Záhradský, 1961; Kukla, Ložek, 1961a). При этом возник ряд сложных вопросов, некоторые из которых можно разрешить только при помощи осторожного сравнения полученных всеми доступными для наблюдения методами. Это

сается главным образом проблемы выделения климатических зон и различия в их развитии в теплый период послеледниковья, и в плейстоценовых межледниковьях.

Целью авторов настоящей статьи является анализ современного состояния этого вопроса и составление краткого очерка климатических условий Средней Европы в плейстоцене для сравнения с условиями Восточно-Европейской области, где, по-видимому, существовали некоторые отклонения от выявленных закономерностей.

ОБЗОР ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

Ископаемые почвы сохраняются лучше всего в лёссовых сериях сухих областей (Fink, 1956; Kukla, Ložek, 1961a), где легче всего доступны для систематического исследования. Поэтому мы в первую очередь охарактеризуем почвы в лёссах и только потом рассмотрим почвы и почвенные осадки склоновых и пещерных отложений. В заключение остановимся также на вопросе о реликтовых почвах, развитых главным образом на известняках (*terrae calcis*), познание которых дополняет опыт, приобретенный при изучении других ископаемых почв (Smolíková, Ložek, 1962).

Ископаемые почвы лёссовых серий

В лёссовых сериях можно в основном выделить два главных типа почв: бурые выветрившиеся и гумусовые.

Бурые почвы возникли в результате выветривания материнского субстрата (лёсса и лёссовидных пород) при гумидных условиях под сплошным растительным покровом, в котором всегда участвовала древесная растительность — большей частью в лесах. Период образования их характеризуется относительно спокойной седиментацией и значительной длительностью по времени. Типологически это касается разных, сильноразвитых бурых почв (*Braunerde*) с бескарбонатным окисленным горизонтом (B) и почв более выветрелых с более или менее выразительным передвижением коллоидного ила в нижнюю часть (горизонт B) и ясновыраженным элювиальным горизонтом A_e, обедненным с точки зрения содержания ила или меризованной почвы (*Parabraunerde*, рис. 1). Гумусовый горизонт A у ископаемых почв этой группы в большинстве случаев не сохраняется, что обуславливается его слабым развитием не только в погребенном, но и в современном состоянии.

Черноземные почвы темно-серые, почти черного цвета, возникли, благодаря медленному перемешиванию верхних слоев субстрата почвенной микрофауной (эдафом), которая многократно перерабатывала и перемешивала исходный материал, создавала его крошковую, доходящую до комковатой структуру. Растительной формацией этого времени была степь, почти лесостепь со сплошным травянистым покровом. Отличительной чертой этих почв является переотложение материала почвенной фауной одновременно с остальными почвообразовательными процессами (обогащение гумусом, частичное убытие карбоната, создание агрегатов и грибковой структуры). В геологическом отношении эти почвы представляют собой новообразование, возникшее благодаря переотложению и поэтому менее связаны со своим исходным материалом, чем бурые почвы, формирование которых подчинено главным образом выветриванию без ясно выраженного перемещения материала. В связи с указанными условиями гумусовые почвы могут содержать остатки синхронной им фауны, которая имеет исключительное значение для восстановления палеогеографической среды,

времени возникновения почвы. Типологически чернозем представлен в разных вариациях и стадиях развития — от слабогумусовых начальных стадий, через карбонатный чернозем (см. рис. 1) до чернозема деградированного, с бурным базальным горизонтом (В).

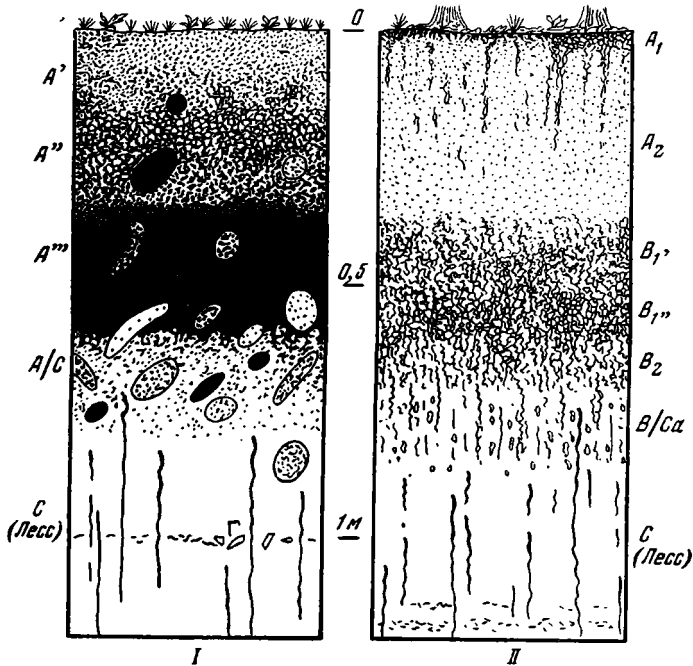


Рис. 1. Последледниковый чернозем I (Презлетице-Златы Копец) и иллимержизованная почва II (Розтопки Гай) в лёссовой области средней Чехии в естественном состоянии (температура 8,9 °C, осадки 500 мм)

Кроме этих двух главных групп почв, в лёссовых сериях могут быть встречены почвы, образованные в результате разных комбинаций обоих почвообразующих процессов в виде полигенетических почв. В качестве примера можно сослаться на пятнистые почвы (Smolíková, 1960), т. е. первоначально черноземные, горизонт А которых пронизан ограниченными участками призматической структуры, окрашенными в коричневый цвет, соответствующими горизонту В бурой лесной почвы, или черноземной почвы, возникающие на основании иллимержизованной почвы — значительно отличающиеся по структуре (относительно грубая призматическая). Последние почвы иногда называют псевдо черноземами (Kubišna, 1956).

Ископаемые почвы в лёссовых сериях в большинстве случаев выступают не в виде отдельных горизонтов, а в виде целых свит, которые в Чехословакии называют «почвенными комплексами». Почвенные комплексы (ПК) — слои определенного строения, в которых главную роль играют ископаемые почвы. В типично развитых ПК формирование почв чередовалось с периодом слабой седиментации, главным образом делювиальной, реже — эоловой. На продуктах этой седиментации опять возникали новые почвы. ПК означает период климатических осцилляций, которые повторялись несколько раз подряд. Как мы уже отметили, для ПК характерно закономерное строение (Kukla, Ložek, 1961). В основании всегда лежит бурая лесная, обычно иллимержизованная почва (Parabraunerde) или хер-

шо развитая бурая лесная почва (Braunerde), а выше лежат гумусовые почвы, представленные несколькими горизонтами (рис. 2). Только в исключительных случаях появляется еще одна иллиммеризованная почва (в ПК IV и ПК VII). Все почвенные горизонты отделены один от другого делювиальными образованиями или тонкими слоями лёсса. Над этим комплексом обыкновенно лежат ритмически наложенные почвенные отложения, сложенные материалом эродированных почв, которые в профилях хорошей сохранности бывают отделены от самой верхней черноземной почвы тонким прослоем золотого мелкозема, описанного Куклой (Kukla, 1961). Здесь мы не будем заниматься разбором строения отдельных ПК средне-европейских лёссовых серий и рекомендуем работы, где опубликованы их описания (Fink, 1954, 1956; Kriván, 1955; Brunnacker, 1958; Ruske, Wünsche, 1961; Paas, 1962; Kukla, Ložek, 1961a; Klíma, Kukla, Ložek, Vries de, 1962 и т. д.).

Наиболее полно ПК могут сформироваться только в таких местах, где в течение времени их образования происходит постоянная седиментация и где не преобладают процессы смыва. Мы находим их главным образом на защищенных участках под склонами и в ложбинах (Kukla, 1961a, b). Характерной чертой ПК является присутствие намывных образований, которые отделяют одно от другого отдельные горизонты почвенных комплексов. Делювиальная седиментация в области развития ПК свидетельствует о смывании материала с более высоко расположенных участков склона. Поэтому часто наблюдается и привнос выветрившихся местных минералов коренных пород, которые могут повлиять на строение почвы (Ložek, Kukla, 1959). ПК обыкновенно выклиниваются по направлению к склону. Это означает, что отдельные их горизонты взаимно сливаются, и целый почвенный комплекс переходит в единую мощную почвенную зону полигенетического происхождения (низкие склоны, участки равнины), или в большей своей части подвергается разрушению вымыванием (возвышенные места). Разделенные ПК могут возникать только в местах оптимальной седиментации (Záruba, Kukla, Ložek, 1962). Там, где условия осадкообразования менее благоприятны и из-за интенсивного смыва не происходит аккумуляции, ПК переходит в полигенетические почвы, отдельные стадии развития которых взаимно перекрываются и трудно различимы (рис. 3).

Приведенное описание касается развития ископаемых почв в так называемых сухих областях, т. е. на участках, где в настоящее время атмосферные осадки не превышают 600 мм и средняя годовая температура не падает ниже 8,5°С. На территориях, где выпадает большее количество осадков, гумусовые почвы распространены очень мало, и их замещают относительно мало выветрившиеся бурые лесные почвы (Braunerde). Такое явление наблюдается, например, в долине Вага. В этом случае, как правило, в ископаемом состоянии сохраняются только базальные иллиммеризованные почвы, превращенные в псевдоглий. К верхним участкам ПК приурочены намывные или солифлюкционные слои с невыраженными остатками почв, например, комплекс «Линзер» Финка (Fink, 1954).

Ископаемые ПК имеют разное стратиграфическое положение. Подробный разбор их подразделений по времени не является задачей настоящей статьи, так как этот вопрос подробно разобран в ряде других работ (Fink, 1954, 1956; Brunnacker, 1958; Ložek 1960a, b; Kukla, Ložek, 1961a; Klíma и др., 1962). Для того чтобы избежать недоразумений, следует сказать несколько слов о трех верхнелейстоценовых ПК, которые различаются з лёссовых серий на территории ЧССР, и об их отношении к более древним ПК. В понятии циклического расчленения Куклы (Kukla, 1961b),

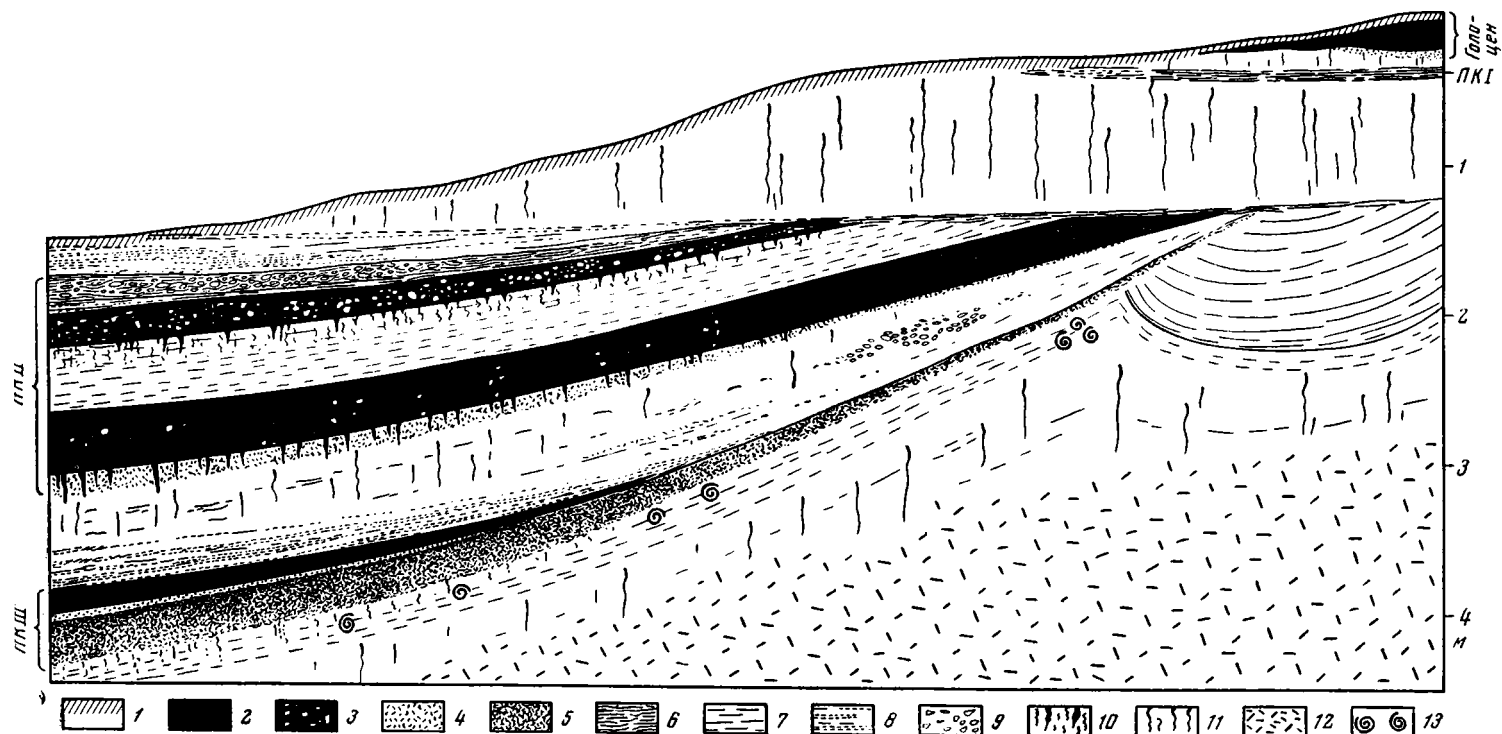


Рис. 2. Почвенные комплексы последней межледниковой эпохи и ранневюрмских интерстадиалов в западной части карьера кирпичного завода в с. Седлец у г. Кутна Гора

1 — пахотная земля; 2 — перегнойные почвы; 3 — пятнистые почвы (в черном гумусовом горизонте шаровидные части бурого горизонта (В)); 4 — горизонт (В) деградированного чернозема; 5 — горизонт В иллимизированной почвы (Parabraunerde); 6 — солифлюкционные почвы; 7 — делювий мергелей; 8 — песчаные и глинистые почвенные образования; 9 — щебень меловых известняков; 10 — Са-горизонт с языками; 11 — лёсс; 12 — осыпь; 13 — фауна с *Helicigona banatica* (Rossi).

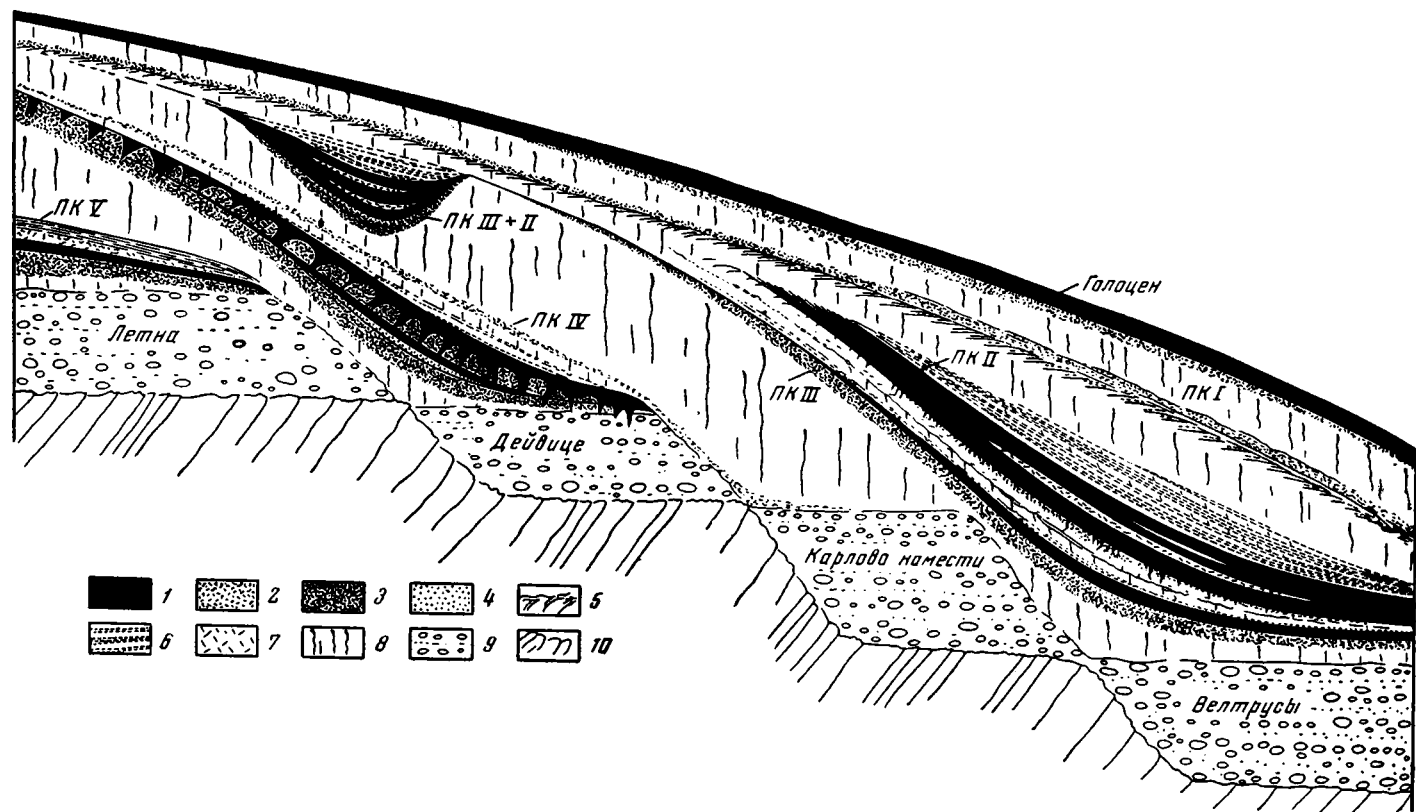


Рис. 3. Положение и фацисальное развитие почвенных комплексов

1 — перегнойные почвы; 2 — горизонты В; 3 — горизонты В иллимеризованных почв; 4 — горизонт A_2 иллимеризованной почвы; 5 — солифлюкционные почвы; 6 — почвенные песчано-суглинистые образования; 7 — делювиальные отложения; 8 — лёсс; 9 — террасы р. Влтавы; 10 — коренные породы

ПК III, ПК II и ПК I соответствуют эемскому межледниковью и теплым интерстадиалам вюрмского ледникового и являются поэтому членами циклов «второго ряда» (интергляциал — вернее, интерстадиал — стадиал), который вместе создает цикл «первого ряда» (интергляциал — гляциал). Приведенные комплексы можно было бы считать единым ПК (главным образом ПК III + II = Stillfried A) подобно древним комплексам, которые разделены и пронумерованы только в рамках цикла первого ряда. Приведенная неясность обусловлена стремлением сохранить трехчленное деление вюрма, которое прижилось в Средней Европе; применение его диктуется тем, что верхнеплейстоценовые серии легче всего поддаются дробному расчленению (Klíma и др., 1962).

Ископаемые почвы склоновых и пещерных образований

Ископаемые почвы склоновых и пещерных отложений также представляют известный интерес. Необходимо отметить, что термином «почва» в этом случае часто обозначаются переотложенные горизонты, которым нельзя придавать такое же стратиграфическое значение, как почвам автохтонным.

Несмотря на это, продукты почвообразования на склонах и в пещерах дают возможность в деталях проследить (с учетом фауны) отдельные стадии развития климатических условий. Это касается главным образом областей развития карбонатных пород, в которых часто наблюдаются пещеры, выполненные рыхлыми образованиями, и рыхлые отложения на склонах возвышенностей. Если в верхних частях склона образуется почва, то часть ее материала транспортируется вниз, путем смыва и сползания и попадает в пещеры, где отражаются в грубых чертах все этапы климатических изменений. Почвенные отложения пещер остаются вне влияния поверхностных почвообразующих процессов и претерпевают только небольшие изменения, благодаря обогащению карбонатами. Почвенные образования подножий склонов сохраняют свой характер также только в том случае, если покрываются достаточно быстро последующими отложениями. Автохтонная почва в верхних участках склонов проходит различные стадии развития. При благоприятных условиях на территориях, где широко распространены карстовые явления, почвенные горизонты проходят стадии от первоначальной рендзины до почвы типа terra fusca. В последнем случае не сохраняется следов пройденных ранее стадий. Однако в большинстве случаев прослеживаются в склоновых и пещерных сериях содержащих также остатки фауны, в особенности фауны моллюсков (Žek, 1961). Последовательность малакофаун теплых периодов хорошо выявлена в травертинах, где имеется возможность выделить теплые климатические и соответствующие им почвенные образования. В пещерах часто можно сопоставлять их с археологическими находками и остатками фауны млекопитающих с созданием синтров, которые независимо от них определяют влажность климата (Ložek, 1962).

Наблюдения за почвенными образованиями и содержащимися в них ископаемыми позволяют решать некоторые вопросы развития почв в пещерных и склоновых сериях, в отличие от ископаемых почв ледниковых серий.

Реликтовые почвы и почвенные образования

Расшифровке климатических условий прошлого помогают также реликтовые почвы, сохранившиеся на поверхности некоторых скальных образований, не претерпевшие изменений в связи с более молодыми почвообразующими процессами.

процессами. Это, главным образом, почвы типа *terrae calcis* на карбонатных породах. Сравнением разных типов и разновидностей этих почв, обнаруженных в травертинах разного возраста, было установлено, что в теплых фазах раннего плейстоцена в Средней Европе образовывались почвы типа *terra rossa*, а в более поздних межледниковьях — почвы типа *terra fusca*. В послеледниковое время в отдельных местах развивались только маломощные *terra fusca*. В районах широкого распространения карста в Средней Европе нередко встречаются вертикальные полости, заполненные почвами типа *terra rossa*, содержащие остатки раннеплейстоценовой фауны. На поверхности в этом случае часто лежит только *terra fusca*, которая в почвенных отложениях этих полостей сохраняется очень редко. На основании приведенных данных, т. е. мощного развития *terra fusca* в межледниковьях и присутствия *terra rossa* в раннем плейстоцене, можно сделать соответствующие выводы о климатических условиях, значительно дополняющих данные изучения ископаемых лёссовых серий (Smolíková, Ložek, 1962; Smolíková, 1963).

Палеоклиматическое значение ископаемых почв

В предыдущих разделах мы наметили проблематику и кратко охарактеризовали главные типы ископаемых почв. Обзор мы дополнили некоторыми сведениями, которые должны объяснить генезис отдельных почв и их свит и уточнить некоторые термины, не применяемые обычно с надлежащей точностью. Теперь же приступим к палеоклиматической оценке ископаемых почв на основании тех критериев, которые у нас имеются.

Следует привести некоторые мнения о климатическом значении ископаемых почв, указывающиеся в литературе и часто являющиеся противоречивыми. В более старой чешской литературе мы встречаемся с мнением, что межледниковью соответствует чернозем в разной мере деградированный (Pelíšek, 1938, 1940; Žebera, 1949; Prošek, Ložek, 1957). Как вытекает из полученных данных по установлению плейстоценового седиментационного и почвообразовательного цикла, опубликованных Амброшом (Ambrož, 1947) и Жеберой (Žebera, 1949), во время климатического оптимума должна была существовать теплая степь, в которой возникал типичный чернозем. Позднее, при увлажнении и похолодании климата, чернозем подвергался деградации, обогащался илом и приобретал мощный горизонт В. С подобными взглядами мы часто встречаемся и у других исследователей (Lais, 1951; Schönhals, 1951, 1960). Некоторые геологи, в основном австрийские (Fink, 1954, 1956) и немецкие (Brunnacker, 1957, 1958, 1959), считали бурую базальную почву и верхний гумусовый горизонт самостоятельными, независимыми почвами¹, отделенными одна от другой. В СССР проблемами микулинской ископаемой почвы в настоящее время занимаются А. А. Величко и Т. Д. Морозова (1963).

Новые исследования в ЧССР, дополненные подробными литологическими и малакозоологическими анализами (Klíma и сопр. 1962; Záruba, Kukla, Ložek, 1962), а также данными палинологии (Frenzel, 1964), без сомнения доказали, что бурая почва и верхний гумусовый горизонт являются самостоятельными почвами. Это доказывается не только совершенно отличным пыльцевым спектром и исходным материалом каждой из них, но и находками степных моллюсков в черноземной почве (Дольни Вестонице). Наличие последних доказывает, что мы имеем здесь дело с известкозистым горизонтом, а не с горизонтом сильно деградированного чернозема.

¹ Этот взгляд прежде высказывался и в чехословацкой литературе (Kafka, 1892). С давних пор его отстаивал Я. Петрбок (Petrbok, 1927), а в некоторых случаях и Пелишек (Pelíšek, 1953).

Впрочем, в Средней Европе нигде не формировались почвы, которые содержали бы мощно развитый горизонт А черноземного типа, на мощном сильно иллимизированном горизонте В. Что же касается происхождения почв, напоминающих внешним видом описанные отложения, то они относятся скорее всего к пахотным почвам, где искусственно был создан гумусовый горизонт А в течение тысячелетней обработки, или к полигенетическим почвам, так называемым псевдочерноземам (Kubišna, 1956), возникшим на субстрате сильно выветрившихся бурых почв. Горизонт А этих почв имеет с горизонтом А настоящих черноземов только общую окраску.

Об остальных упомянутых здесь почвах было известно очень немного. Почвенным образованиям на склонах и в пещерах уделялось мало внимания, и некоторые наиболее выразительные пещерные слои ошибочно рассматривались как автохтонные почвы (Dvořák, 1957; Pelíšek, 1962). Больше внимания обращалось только на почвы типа *terra rossa*, которые, согласно литературным данным, рассматривались как доказательство субсредиземноморского климата, независимо от вопроса, четвертичный он или нет (Pelíšek, 1937). Иногда этим же термином обозначались другие почвенные типы, напоминающие почвы типа *terra rossa* только своей окраской, например *terra rossa* лёссового происхождения у К. Жеберы (Zebera, 1954). Палеонтологическое изучение их обычно не производилось.

Обобщая эти взгляды, мы видим, что в области палеоклиматической и палеогеографической оценки ископаемых почв они в большинстве случаев не поднимаются выше рабочих гипотез. Исключение составляют лишь новейшие австрийские и немецкие работы, из которых особенно большое значение имеет палинологический разбор, данный Френцелем (Frenzel, 1964).

КРИТЕРИИ ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ

Основной предпосылкой для определения условий возникновения ископаемых почв и одновременно подлежащих палеогеографическим выводам является точное описание и определение каждой ископаемой почвы. В этом отношении мы не должны удовлетворяться только общим определением, а выделяем все признаки и все характерные особенности, которыми отличается исследуемая почва.

Для определения палеогеографического значения какой-либо ископаемой почвы у нас имеются два показателя: сравнение с подобными современными почвами и палеонтологические находки.

Сравнение с современными почвами. Этим критерием обыкновенно пользовались, когда дело касалось среднеевропейских почв (Lais, 1951; Zebera, 1949; Pelíšek, 1938, 1940). Черноземы в согласии с их современным распространением относились к степным почвам, а бурь почвы, если их вообще считали самостоятельными, считались признаками более холодного и менее положительного климата [сравни, например, интергляциальный чернозем и интерстадиальные бурь почвы у К. Жеберы (Zebere, 1949)]. Из этого следует, что авторы под черноземом понимали почвенный комплекс, состоящий из бурой иллимизированной почвы с гумусовой почвой наверху. Почвы с подобным строением относились к деградированным черноземам, которые позднее, во второй половине межледниковья, были покрыты лесом. Однако сравнение с развитием растительности, остатки которой могли быть обнаружены в озерных и торфяных осадках, синхронных им никогда не проводилось. Поскольку этот тип почв в большинстве случаев достаточно подробно не исследован, были попытки параллелизовать его с современными деградированными

черноземами, вернее, с пахотными бурыми лесными почвами, которые под влиянием агротехнических вмешательств приобрели более глубокий и интенсивнее гумусированный горизонт *Ap*.

Позднее более детальные исследования показали, что базальные бурые почвы равноценны илиммеризованным (*Parabraunerde*) или более редко — бурым лесным почвам. Они являются для Средней Европы типичными почвами смешанных лиственных лесов, главным образом пояса дубрав. Эти почвы в первичном состоянии имеют темный гумусовый горизонт небольшой мощности, а затем происходит образование элювиального горизонта *A_e* (в немецкой литературе часто обозначаемого как *A₃*). Базальные бурые почвы плейстоценовых ПК вполне отвечают современным почвам этого типа, но у них обыкновенно отсутствует гумусовый горизонт, а элювиальный горизонт сохраняется только в благоприятных местах в параавтохтонном положении. Классическим примером такой почвы является базальная почва карьера кирпичного завода в Дольних Вестоницах, в настоящее время хорошо изученная (Pelíšek, 1953; Klíma и. а., 1962).

Кроме типичных базальных илиммеризованных почв (*Parabraunerde*) в верхних частях почвенных комплексов имеются бурые более слабо выветрившиеся почвы. С одной стороны, это мало выразительные горизонты, образовавшиеся во время главной фазы лёссовой седиментации (ПК I — Штилфрид Б), а с другой — почвы верхних частей комплексов, где уже не появляются черноземы, например ПК II в Поважской области (Трени-и-Пештяны). Эти почвы довольно сильно отличаются от современных бурых лесных почв и свидетельствуют о более суровом климате. Они ближе всего стоят к бурым почвам субальпийской зоны, возникшим на совершенно другом субстрате и в другой среде. Вопрос типологического расчленения этих слабообразованных бурых почв и их правильной палеогеографической оценки до сих пор не получил достаточной ясности.

Что же касается гумусовых почв, то мы находим их в ископаемом состоянии в виде типичных черноземов, иногда карбонатных, соответствующих по своим признакам современным степным черноземам, а также в виде почв, указывающих на большую степень выветривания. Это касается как деградированных черноземов (например, нижняя почва ПК II), так и полигенетических почв, возникающих на субстратах более древних бурых почв (часто гумусовые почвы над базальными бурыми горизонтами комплексов).

В почвенные комплексы часто бывают включены мало выразительные мелкие гумусовые прослои, которые можно считать начальными стадиями черноземного ряда (Ložek, Kukla, 1959).

В согласии с современным распространением чернозема в Евразии (Wilhelmy, 1950; Виленский, 1954) можно говорить о типичных почвах луговых степей. Приняв во внимание всю современную область распространения чернозема, мы видим, что на востоке, за Уралом и в Северном Казахстане черноземы распространены в областях, климат которых, а частично и фауна (сайга, байбак, большой тушканчик и т. д.) отвечают, точки зрения средневропейской, ледниковым условиям. Следовательно, читать чернозем в целом, на основании современных аналогий доказательством только межледникового климата не следует.

В Средней Европе в большинстве случаев проводилось сравнение местными черноземами, которые возникали в теплом климате послеледниковья, что и определило вышеприведенное мнение о межледниковом происхождении чернозема.

Сравнение с палеонтологическими находками. Сопоставление с палеонтологическими данными возможно в случае наличия первично-известковых почв, т. е. карбонатных черноземов или почв с

начальными стадиями черноземного ряда. В ряде местонахождений Чехословакии в гумусовых горизонтах плейстоценового возраста были действительно обнаружены богатые комплексы малакофауны (Ložek, Kukla, 1959; Ložek, 1961), руководящими видами которых являются *Helicopsis striata*

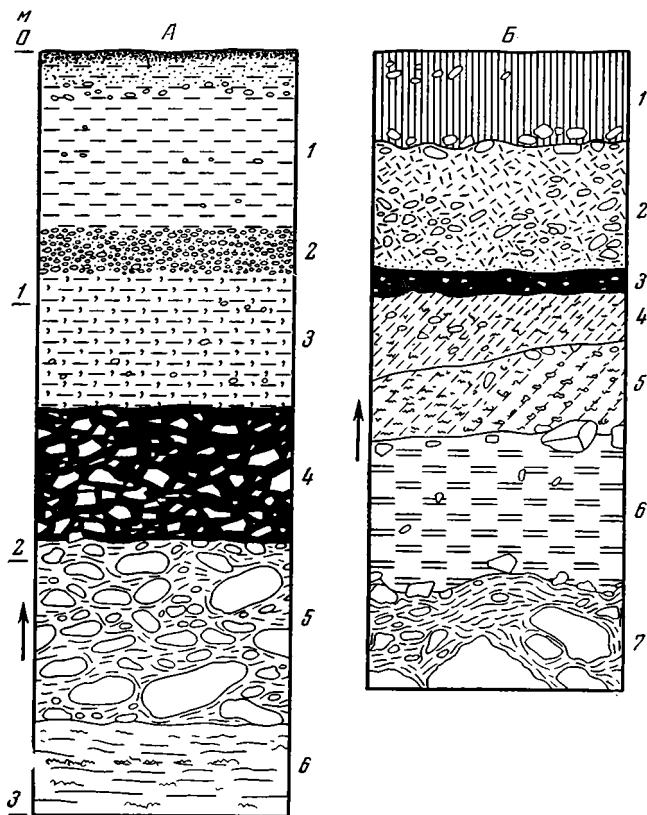


Рис. 4. Положение теплолюбивой послеледниковой малакофауны в голоценовых отложениях

А — Старе-под горой Кузов, разрез поймы (Северо-Западная Чехия): 1 и 3 — буро-серые, умеренно гумусовые суглинки с прослоем мелких галечников (2); 4 — черный глинистый суглинок с обломками базальта (погребенная почва — намывной глей); 5 — светлый буро-серый суглинок, слабогумусовый, сильно карбонатный, с обломками базальта (ранний голоцен); 6 — меловой мергель.

Б — Ясенов-Старианска долина, разрез конуса выноса на дне долины (Восточная Словакия): 1 — гумусовая почва (намывная рендзина); 2 — субангулярный известняковый щебень; 3 — гумусовая почва (погребенная рендзина); 4—6 — свита пластов светло-бурых негумусированных суглинков с обломками и инкрустациями рыхлых травертинов слоя 5; 7 — грубый известняковый щебень, смешанный с мелким остроугольным щебнем в серо-желто-буrom, очень плотном суглинке (слои 4—7, глинистые примеси реликтовых почв из группы *terrae calcis*).

Стрелка — начало появления теплолюбивой малакофауны

(Müll.), *Chondrula tridens* (Müll.), *Pupilla triplicata* (Stud.), *Pupilla nitida* (L.), *Vallonia costata* (Müll.), а в некоторых местах к ним были приурочены и лесостепные виды *Euomphalia strigella* (Drap.) и *Bradybaena fruticum* (Müll.). С другой стороны, в послеледниковых карбонатных почвах были обнаружены группы, хотя и близкого состава, но с включением таких теплолюбивых видов, как *Cerpea vindobonensis* (Fér.), *Cerpea acicula* (Müll.), *Oxychilus inopinatus* (Ul.) и др. *Pupilla triplicata* (Stud.), как правило, отсутствует, но зато часто встречаются *Vallonia chella* (Müll.), *Truncatellina cylindrica* (Fér.) и *Cochlicopa lubricella*

го), почти всегда отсутствующие в плейстоценовых черноземах (Smolíková, Ložek, 1964). Эти данные указывают на то, что вся малакофауна чернозема свидетельствует о наличии степной среды. Однако требования к теплу фауны черноземов плейстоценовых и послеледниковых различны. В плейстоценовых черноземах были обнаружены только эвритермные виды, способные переносить длинные холодные зимы (*Ch. tridens*), что свидетельствует об относительно холодном климате во время возникновения этих почв. Ниже мы вернемся к вопросу о разных условиях возникновения черноземов послеледниковых и плейстоценовых.

Более сложным является установление палеонтологического характера бурых почв, в которых совершенно отсутствует карбонат и не содержится раковин моллюсков. Очень ценные сведения по этому вопросу приведены в работе Френцеля (Frenzel, 1964), обнаружившего в бурой лесной почве, соответствующей последнему межледниковому периоду (эем), пыльцевой комплекс смешанного лиственного леса, указывающего на климат по крайней мере настолько же теплый, как в настоящее время, но более влажный.

Что же касается моллюсков, то с ними положение более трудное. Теплолюбивая и гигрофильная фауна максимума межледниковья с некоторыми видами, в настоящее время вымершими в Средней Европе, была обнаружена в Чехословакии в нескольких местах (Замаровце, Нове Место — Мнешнице, Седлец у Кутне Горы, Летки, Литомержице-2, и т. д.). Она была найдена в сильно известковистых слоях переотложенного лёсса непосредственно в нижней части горизонта (B) межледниковой иллимезированной почвы (Parabraunerde). Отсюда следует, что полное развитие этих почв наступило в прогрессивной фазе теплого периода подобно тому, как это происходило в послеледниковое время (рис. 4). Бурая лесная почва формировалась за счет окисления (приобретение бурого цвета) материала, содержащего межледниковую фауну, о чем свидетельствуют затронутые выветриванием частицы. Фауна в некоторых местах сохранилась в отложениях, заполняющих эрозионные углубления, где отлагался почвенный материал бурых лесных почв, смешанных с известковым нижним лёссом. Гумусовый горизонт верхнего слоя всегда содержит лишь устойчивую степную фауну, которая свидетельствует об отступании леса.

В делювиальных осадках над бурыми лесными почвами часто можно обнаружить обломки межледниковой фауны моллюсков, переотложенные из размытых горизонтов более высокой части склона.

Как мы видим, в лёссовых сепях по данным фауны моллюсков можно достаточно надежно определить условия, непосредственно предшествовавшие образованию иллимезированной почвы (Parabraunerde). Очень ценные доказательства в этом направлении дают пещерные и склоновые сепи, где могут быть охарактеризованы фаунистически отдельные стадии развития почвообразовательных процессов и произведено их сопоставление разными фазами потепления климата.

РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ ПОЧВЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТЬЮ В МЕЖЛЕДНИКОВОЕ И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

При описании фауны гумусовых почв мы говорили о существенной разнице степени теплолюбивости малакофаун плейстоценовых и послеледниковых черноземов. Различия между голоценовыми черноземами и аналогичными почвами более ранних теплых периодов имеется не только в фауне моллюсков, но и в распространении почв вообще. В местах, где в настоящее время имеются черноземы (в большинстве случаев слабо деградированные), последнее межледниковье представлено иллимезиро-

ванной бурой лесной почвой (Parabraunerde). Такое положение мы встречаем как в области между Прагой и Литомержицами во внутренней Чехии, так и в Южной Моравии в окрестностях Павловских холмов и в Южной Словакии. Об этом также свидетельствует и фауна. В то время как современная или послеледниковая фауна этих областей имеет большей частью степной или по крайней мере лесостепной характер, в межледниковьях мы встречаемся с вполне развитыми лесными малакоценозами, содержащими десятки видов, отсутствующих в приведенных областях в настоящее время и часто появляющихся в отдаленных лесных территориях, главным образом в горах (Záruba, Kukla, Ložek, 1962). Лишь изредка бурые лесные почвы заменены полигенетическими почвами из группы псевдочернозема (Kubišna, 1956), которые свидетельствуют о том, что лес не существовал здесь долго и что в ландшафте в определенное время преобладали парковые леса. Еще ни в одном местонахождении не был обнаружен межледниковый чернозем с фауной, которая походила бы на малакоценозы послеледникового чернозема.

Отсюда можно сделать вывод, что развитие почвенных процессов в послеледниковое время существенно отличается от межледниковья. Это связано, очевидно, с сельскохозяйственным расселением, которое начинается в неолите и по времени соответствует среднему атлантическому времени. Как можно убедиться из изучения пещерных профилей, это был период, когда бурые лесные почвы достигали только ранней стадии своего развития, и в самых сухих и самых теплых областях территории Средней Европы (Магдебургер Берде, северо-западная часть внутренней Чехии, средняя часть Венского бассейна, Дунайская низменность) были большие открытые участки (степи), почвы которых носили характер слабо развитого чернозема. Неолитические земледельцы заняли эту область, обработали ее и прекратили доступ дальнейшему постепенному облесению. С появлением более поздних культур, следовавших за неолитом, безлесные территории расширились. Таким образом, средневропейские голоценовые черноземы обязаны своим возникновением вмешательству человека, деятельностью которых препятствовала дальнейшему проникновению леса в остающиеся степные участки. В межледниковых периодах, когда подобные влияния еще отсутствовали, раньше или позже наступало полное облесение Средней Европы. До какой степени связан с этими событиями и особенно более сухой климат раннего голоцена сказать трудно, но возможно, что отступление леса на большой территории имело влияние на уменьшение количества атмосферных осадков. Черноземные области в голоцене большие, но изолированные острова среди пояса средневропейских лиственных лесов, главными почвами которых являются бурые лесные (Braunerde) и иллимизированные почвы (Parabraunerde). Что это связано действительно не с природной зональностью подтверждается тем, что внутри черноземной области появляются маленькие островки типичных иллимизированных почв (Parabraunerde) под остатками смешанных дубрав. Остальные условия, т. е. температура, осадки, исходный материал почвы (типичный известковый лёсс), рельеф и интервал времени, вполне согласуются.

На основании палеопедологических признаков голоценовые черноземы трудно отличить от более древних плейстоценовых черноземов, однако в малакофауне это сделать значительно проще (Smolíková, Ložek, 1964). Большая сухость в голоцене доказана и по другим данным, например в более ограниченному образованию terra fusca на известняках по сравнению с межледниковьями.

МЕСТО, ЗАНИМАЕМОЕ ПОЧВАМИ В КЛИМАТИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ

Из подробных стратиграфических исследований лёссовых серий сухих областей Кукла (Kukla, 1961a, b) вывел закономерный седиментационный и почвообразовательный цикл, который делится на шесть фаз, отличающихся как седиментационными и почвообразующими процессами, так и фауной. Цикл содержит всегда один теплый и последующий холодный период. Фаза 1 обозначается потеплением и увлажнением климата, перерождением древнего лёсса и началом образования почвы. В конце этой фазы появляется уже фауна кульминационного межледникового периода (банатиковая фауна). Фаза 2 включает период созревания бурых лесных почв, а фаза 3 — период повторного возникновения степных черноземов, которые относятся к более теплым колебаниям климата в начале ледникового периода. Потом следует навевание тонких слоев эолового мелкозема (marker — фаза 4), период усиленной эрозии почв, связанной с делювиальной аккумуляцией (фаза 5) и аккумуляция лёсса (фаза 6).

Межледниковый период в общеупотребляемом смысле слова характеризуется в Средней Европе широким развитием лесов, о чем свидетельствуют многие пыльцевые анализы. Он соответствует концу фазы 1 и фазе 2. Черноземы фазы 3 создавались в то время, когда леса уже опять отступили. Они содержат индифферентную фауну, свидетельствующую об относительно суровом климате, и являются, без сомнения, продуктом начала ледникового периода, как правильно заметили Финк (Fink, 1956) и Бруннакер (Brunnacker, 1958). К этому следует добавить, что рассматриваемые черноземы связаны только с теплыми сухими областями. В более влажных местностях они заменены солифлюкционными отложениями без хорошо выраженных почв или с относительно слабо развитыми бурными лесными почвами. Во время возникновения плейстоценовых черноземов существовала, по-видимому, зональность вегетационных поясов. В самых низких и сухих областях находилась черноземная степь, переходящая выше в редкостойные леса паркового типа, которые удалось хорошо задокументировать в Гановцах. Их пыльцу зафиксировал также Френцель (Frenzel, 1964). Здесь имеется определенное сходство с голоценом, которое, конечно, следует очень критически обдумать.

Приведенную закономерность можно проследить и в пещерных отложениях в разновозрастных межледниковых слоях. Слои с материалом развитых лесных почв всегда лежат на слабыветрившихся сильноизвестковых слоях, содержащих уже явно теплолюбивую фауну. То же самое касается и находок орешков средиземноморского дерева *Celtis*. В качестве примера можно сослаться на слои времени кромерского межледниковья в Златом Кони у с. Конепрусы и на холме Хлум у с. Србско или на межледниковый горизонт (зем) в пещере Кулничка в Моравском Карсте. Еще большее количество примеров можно найти в голоценовых отложениях. Во всех карстовых территориях Чехословакии повторяется приблизительно одинаковая последовательность слоев: на светлоокрашенных, почти не содержащих гумуса, сильно пропитанных карбонатом слоях, содержащих уже хорошо развитую теплолюбивую лесную фауну [лесные малакоценоны с *Discus rudatus* (Fér.)], лежат слои со следами выветривания и примесью корродированного известкового щебня. Вверх по разрезу эти слои становятся более гумусовыми. Рудератова фауна вымирает в пониженных областях ко времени наступления неолита. Выветривание в раннеголоценовых отложениях слабое, несмотря на то, что фауна ясно указывает на очень влажный и достаточно теплый климат. В это время существовали карбонатные почвы и в областях, где в поверхностных слоях в настоящее время почти отсутствует карбонат (Prošek, Ložek, 1952). Климат был

настолько влажным, что и в открытых пещерах создавался так называемый «пенитец» (рыхлый пещерный синтра), особый вид синтра, связанный с очень влажной средой. Эти данные не подтверждают мнения некоторых немецких исследователей (Schönhals, 1960; Brunnacker, 1959), предполагающих, что уже в позднем гляциале лёссы и другие осадки были затронуты относительно сильными почвообразовательными процессами. Сравнимые данные, полученные в карстовых областях, с данными лёссовых серий мы видим, что переотложенные и выветрившиеся лёссы с межледниковой фауной, лежащие всегда непосредственно под базальными иллиммеризованными горизонтами почвенных комплексов, являются несомненным эквивалентом тех слабогумусовых, сильнокарбонатных отложений, в которых появляется теплолюбивая фауна отдельных межледниковых эпох и послеледниковой периода. Из приведенного материала следует, что формирование профиля бурых лесных почв теплого периода относится уже к периоду, когда теплолюбивая фауна находится в полном развитии и что появлению этой фауны предшествует прогрессивная стадия почвенного развития.

ОПЫТ ПРОВЕДЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЧВЕННЫХ И ВЕГЕТАЦИОННЫХ ПОЯСОВ ВО ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ В РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАЗАХ

Теперь попытаемся кратко представить характер почвенных взаимоотношений во время отдельных климатических фаз (рис. 5). При этом следует подчеркнуть, что в данной области играет решающую роль не только рельеф, но и высотное положение местности.

В межледниковое время вся Средняя Европа, за исключением мест, расположенных выше 1800—1900 м над ур. м., была покрыта смешанными лиственными, а в некоторых областях и фазах — хвойными лесами. Климат был гумидный, так что открытые участки можно предполагать только в виде изолированных пятен на южных склонах холмов, образованных известняками, доломитами или основными эффузивными породами. Смешанные лиственные леса с некоторыми теплолюбивыми элементами (*Buxus*, *Ilex*, *Celtis*) доходили до высот около 1000 м. По данным изучения малакофауны можно предполагать, что в сухих низменностях, которые в настоящее время имеют около 500 мм осадков и где средняя годовая температура достигает 8,5—10°С, осадков выпадало свыше 800 мм или еще больше, а средняя температура достигала 11—13°С.

В этих областях формировались бурые иллиммеризованные почвы (*Parabraunerde*) на лёссе и подобных субстратах, сильноразвитые бурые лесные почвы на силикатных породах и почвы типа *terra fusca* — на известняках, доломитах и травертинах. В теплых областях Карпатского бассейна происходила рубификация, более сильная в древнем плейстоцене и доходящая до среднего плейстоцена.

В раннем плейстоцене межледниковье характеризуется очень теплым (может быть, до 14—15°С) климатом, продуктом которого являются сильновыветренные, во многих случаях рубифицированные, иллиммеризованные почвы (*Parabraunerde*), доходящие до типа *Braunlehm* — на лёссах, и почвы типа ссилитной *terra rossa* — на известняках. В самых теплых областях можно в это время предполагать субсредиземноморские кустарниковые заросли и лесостепи.

В первой половине голоцена (послеледниковый период) т. е. приблизительно в половине атлантического периода (4000 лет до н. э.), развитие протекает естественным путем. Вся Средняя Европа покрывается лесами, только в самых сухих областях существуют еще степные реликты. В это время появляется неолитический человек и создает первые земледельческие

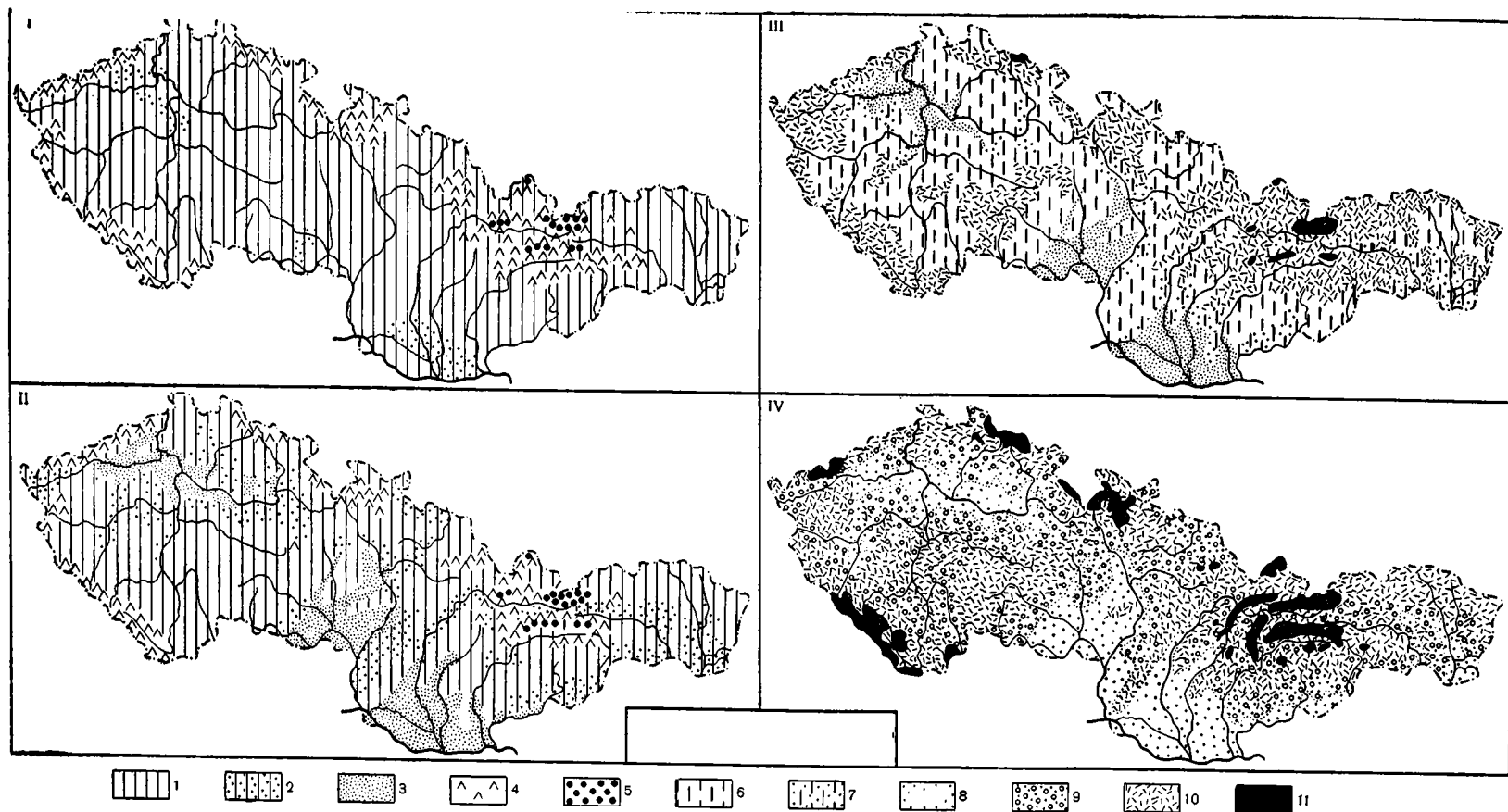


Рис. 5. Растительные зоны Чехословакии в межледниковой эпохе (I), голоцене (граница атлантический период—суббареал) (II), ранней (III) и кульминационной (IV) фазе ледниковой эпохи

1 — широколиственные и смешанные леса; 2 — остепненные леса; 3 — черноземная степь; 4 — горные хвойные леса; 5 — альпийские луга и гольцы; 6 — редкостойная тайга; 7 — остепненная тайга; 8 — лёссовая степь; 9 — лёссовая тундра; 10 — горная каменистая тундра; 11 — высокогорные пустыни

площади, которые затем расширяются за счет сокращения лесов. Исключение составляет время климатического оптимума, когда возникает временное облесение обработанных площадей. В более влажных горных областях, покрытых лесом, развитие почвообразующих процессов было аналогично межледниковью. В пониженных областях возникает культурная степь, которая является продолжением реликтов раннеголоценовых степей. Поэтому в области ландшафта древних поселений (Altsiedlungs — landschaft) возникают черноземы, а под лесами происходит развитие таких же бурых лесных почв, как и в межледниковый период. Климат в это время был в общем более сухим, чем в теплый период плейстоцена. До какой степени это состояние связано с искусственным сокращением лесов, пока нельзя установить. Конец образования «пенитцов» (рыхлых синтров) в пещерах указывает, что климат в неолите становится менее влажным.

Таким образом, в это время, так же и в межледниковье во всей Средней Европе образуются бурые почвы (Parabraunerde и Braunerde). Их распространение прерывается в самых низких сухих областях родственных почвами черноземного типа, площади которых близки к областям ландшафтов древних поселений. Об этом свидетельствует также слабое образование почв типа terra fusca, подтверждающее меньшую влажность климата в голоцене, чем в межледниковье.

В интерстадиалах¹, в областях, которые сейчас имеют температуру около 9°С, температура составляла 2—4°С, тогда как во время кульминации ледников она опускалась до нуля и ниже (—2 —3°С).

В низких сухих областях характерными почвами интерстадиалов являются степные черноземы, которые можно сравнить с приуральскими или западносибирскими черноземами. Выше их заменяют слабо развитые бурые лесные почвы, образовавшиеся под парковыми лесами. Еще выше эти почвы имеют следы разрушения делювиальными процессами, солифлюкцией и смывом. Такой характер имеют интерстадиалы в начале оледенений, например брёрупский и амерсфортский в раннем вюрме.

Колебания климата во время максимального продвижения льдов (Stillfried B) и в позднеледниковье (Bölling, Alleröd) были, по-видимому, менее значительны. Холодный и влажный климат дал возможность возникнуть только слабо развитым бурым почвам, содержащим очень мало известняков. Они образовывались, по-видимому, в условиях холодной лесостепи или лесотундры. Эти почвы нельзя сравнивать с современными, среди которых самыми близкими им являются некоторые бурые альпийские почвы.

Во время стадиалов или периодов максимального продвижения льдов, т. е. в собственно холодные фазы, происходит исчезновение лесов, и широкое распространение получают тундра и холодные степи. Почвы остаются на начальных стадиях развития (например такой почвы является «сырой лёсс», — типологически «лёссовый серозем»).

Во время коротких осцилляций образуются зачатки гумусовых, бурых почв и серых почв с явными следами псевдооглеения, создававшегося во влажной тундрой (Záruba, Kukla, Ložek, 1962).

Природные отношения в это время очень постоянны, о чем свидетельствуют равномерно развитые лёссовые фауны моллюсков от запада Франции до бассейна Дона.

Пытаясь построить на основании этих данных стратиграфическую му верхнего плейстоцена, мы видим, что последним настоящим межледниковым периодом является эем (рисс/вюрм), представленный

¹ Интерстадиал — время климатических колебаний в сторону потепления в течение ледникового периода, которые по сравнению с современным климатом были несколько холоднее.

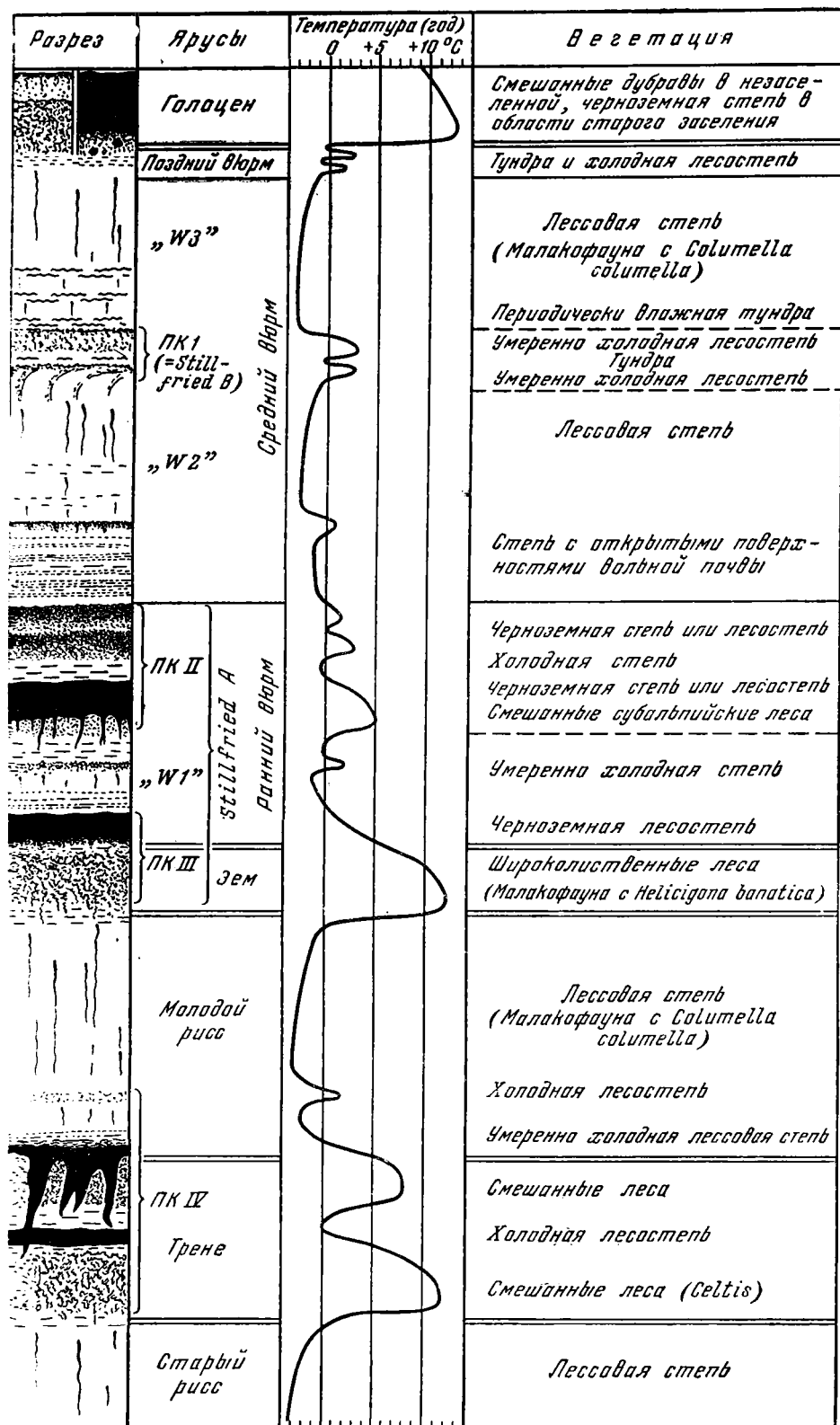


рис. 6. Стратиграфическая схема верхнего и среднего плейстоцена лёссовых серий сухих областей Средней Европы

молодой, лучше всего развитой ископаемой лесной бурой почвой. Над ней непосредственно лежит гумусовая почва начала вюрмского оледенения и затем две черноземные (ПК II), отвечающие, по всей вероятности, амерсфортскому и брёрупскому интерстадиалу. Нижняя почва часто деградирована и имеет такие следы выветривания, что мы должны предполагать по крайней мере, временное сильное увлажнение, связанное с распространением лесов. Выше черноземов ПК II ископаемый чернозем уже не появляется, и наблюдается только слаборазвитая бурая почва средневюрмского интерстадиала (ПК I, Stillfried B). Хорошо развитые бурые лесные почвы и черноземы появляются затем только в послеледниковом периоде (рис. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение мы попытаемся подвести итоги изложенным данным о среднеевропейских ископаемых почвах. Важнейшими из них, с нашей точки зрения, являются следующие.

Для межледниковых периодов характерны хорошо развитые бурые лесные почвы (иллимеризованные почвы — Parabraunerde, бурые лесные почвы — Braunerde и почвы типа terra fusca).

Голоцен отличается от межледникового периода тем, что внутри зоны бурых почв подобного вида, как в межледниковом периоде, создавались черноземные участки, связанные с областями древних поселений.

В интерстадиалах раннего ледникового периода условия были близки к голоценовым в том отношении, что в низких сухих областях преобладал типичный чернозем степного характера, сменяющийся выше слаборазвитыми бурыми лесными почвами (Braunerde) под лесами паркового типа. Климат резко отличался от голоценового более низкой температурой.

В течение теплых отрезков четвертичного периода ясно наблюдается разделение степени интенсивности почвеннообразующих процессов: почвы типа braunlehme и terra rossa характерны для древнего плейстоцена; абсолютный перевес бурых лесных почв и почв типа terra fusca наблюдается в среднем плейстоцене, а также в последнем межледниковье, и, наконец, возникновение локальных участков черноземных почв и слабое развитие почв типа terra fusca отмечается в послеледниковое время.

В теплые периоды почвы достигают стадии зрелости после кульминации высоко теплолюбивой фауны моллюсков, которая появляется уже время начальных стадий почвообразования (фаза 1 Куклы).

ЛИТЕРАТУРА

- А л е х и н В. В. Растительность СССР в основных зонах. М., 1951.
В е к л и ч М. Ф. Ископаемые почвы в четвертичных (антропогенных) отложениях юго-западной части Русской равнины. — Четверт. период, Киев, Изд-во АН УССР, 1961, вып. 13, 14, 15.
В е л и ч к о А. А., М о р о з о в а Т. Д. Микилинская ископаемая почва, ее особенности и стратиграфическое значение. — В кн.: «Антропоген Русской равнины и стратиграфические компоненты». М., Изд-во АН СССР, 1963.
В и л е н с к и й Д. Г. Почвоведение. М., Учпедгиз, 1954.
М о с к в и т и н А. И. О строении покровных образований древнейших террас Дона. — Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, АН СССР, 1963, № 28.
A m b r o ž V. Spráše pahorkatin. — Sborník Státního geologického ústavu Praha, 1947, XIV.
B r u n n a c k e r K. Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geologica Bavarica, München, 1957, № 34.
B r u n n a c k e r K. Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. — Geologisches Jahrbuch, Halle, 1958, 76.

- Brunnacker K. Bemerkungen zur Parabraunerde (Ergebnisse der Bodenkartierung in Bayern).—*Geologisches Jahrbuch*, Hannover, 1959, 77.
- Dvořák J. Význam archeologických výkopů v jeskyních jižní části Moravského krasu pro kvartérní geologii.—*Anthropozoikum*, Praha, 1957, VI.
- Fink J. Die fossilen Böden im österreichischen Löss.—*Quartär*, Bonn, 1954, 6.
- Fink J. Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich.—*Eiszeitalter und Gegenwart*, Öhringen, 1956, 7.
- Frenzel B. Zur Pollenanalyse von Lössen. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, Öhringen, 1964, 15.
- Kafka J. Hlodavci země české žijící i fosilní. — *Archiv pro přírodovědecké prozkoumání Cech.*, Praha, 1892, VIII, № 5.
- Klíma B., Kukla J., Ložek V., de Vries H. Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz). — *Anthropozoikum*, Praha, 1962, XI.
- Kriván P. La division climatologique du pléistocène en Europe centrale. — *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, Budapest, 1955, XLIII, № 3.
- Kubišna W. L. Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lössböden. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, Öhringen, 1956, 7.
- Kukla J. Lithologische Leithorizonte der tschechoslowakischen Lössprofile. — *Věstník Ústředního ústavu geologického*, Praha, 1961a, XXXVI, № 5.
- Kukla J. Survey of Czechoslovak Quaternary: Quaternary Sedimentation Cycle. — *Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej*. Warszawa, 1961b, Część I.
- Kukla J., Ložek V. K problematice výzkumu jeskynních výplní. — *Československý Kras*, Praha, 1958, II.
- Kukla J., Ložek V. Survey of Czechoslovak Quaternary: Loesses and Related Deposits. — *Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej*, Warszawa, 1961a, Część I, Pl. I—III.
- Kukla J., Ložek V. Survey of Czechoslovak Quaternary — *Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej*, 1961b, Część 1. Pl. I—III.
- Kukla J., Ložek V., Záruba Q. Zur Stratigraphie der Lössen in der Tschechoslowakei. — *Quartär*, Bonn, 1961, 13.
- Lais R. Über den jüngeren Löss in Niederösterreich, Mähren und Böhmen — *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau*, Freiburg, 1951, 42, № 2.
- Ložek V. K současné problematice stratigrafie mladopleistocenních spraší a časového zařazení mladého paleolitu. — *Archeologické rozhledy*, Praha, 1960a, XIII, № 4.
- Ložek V. Význam krasových oblastí pro paleontologii kvartéru. — *Československý Kras*, Praha, 1960b, № 12.
- Ložek V. Survey of Czechoslovak Quaternary: Mollusca. — *Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej*, Część I. Warszawa, 1961.
- Ložek V. Pěnitcový převis na Kláku u Nitranského Pravna. — *Krasový sborník*, Praha, 1962, III.
- Ložek V., Kukla J. Das Lössprofil von Leitmeritz an der Elbe, Nordböhmen. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, Öhringen, 1959, 10.
- Pas W. Rezenten und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, Öhringen, 1962, 12.
- Pelišek J. Fosilní terra rossa z jurských vápenců od Brna. — *Věstník Státního geologického ústavu ČSR*, Praha, 1937, XIII, № 1—2.
- Pelišek J. Příspěvek ke studiu diluviálních půd ve středomoravských spraších. — *Práce Moravské přírodovědecké společnosti*, Brno, 1938, XI, № 6.
- Pelišek J. Studie diluviálních půd (ve spraších) a diluviálního podnebí v oblasti svrateckého úvalu na Moravě. — *Práce Moravské přírodovědecké společnosti*, Brno, 1940, XII.
- Pelišek J. K otázce rezivých hlin pod černozeměmi na spraších. — *Příroda*, Brno, 1944, XXXVI, № 7.
- Pelišek J. Spraše a pohřbené půdy ve spraších u Dolních Věstonic na jižní Moravě. — *Monumenta Archaeologica*, II (Dolní Věstonice), Praha, 1953.
- Pelišek J. Quartärsedimente der «Svédův Stül» im südlichen Teil des Mährischen Karstes. *Anthropos*, Brno, 1962, 13 (N. S. 5).
- Petrbock J. Měkkyší českého pliocenu. (2. Sdělení). — *Sborník Státního geologického ústavu ČSR*, Praha, 1927, VII.
- Prošek Fr., Ložek V. The Mesolithic Station at Zátyní near Dubá. — *Anthropozoikum*, Praha, 1952, II, Pl. I.
- Prošek Fr., Ložek V. Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, Öhringen, 1957, 8.
- Ruske R., Wünsche M. Lössen und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. — *Geologie*, Berlin, 1961, 10, № 1.

- chönhal's E. Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. — Eiszeitalter und Gegenwart, Öhringen, 1951, I.
- chönhal's E. Spät-und nachweiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. — 7 th International Congress of Soil Science, Madison, Wisconsin, U. S. A., Madison, 1960, V. 40.
- molíková L. Fossilní skvrnité půdy v CSSR (Předběžná zpráva). — Věstník Úst: redního ústavu geologického, Praha, 1960, XXXV, № 5.
- molíková L. Stratigraphische Bedeutung der Terrae calcis-Böden. — Sborník geologických věd, řada A — Anthropozoikum, Praha, 1963, I, Beil. I—IV.
- molíková L., Ložek V. Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae-calcis. — Eiszeitalter und Gegenwart, Öhringen,, 1962, 13.
- molíková L., Ložek V. The Holocene Soil Complex of Litoměřice. — Sborník geologických věd, řada A — Anthropozoikum, Praha, 1964, 2.
- ilhelm'y H. Das Alter der Schwarzerde und der Steppen Mittel-und Osteuropas. — Erdkunde, Bonn, 1950, IV, № 1/2.
- áruba Q., Kukla J., Ložek V. Die altpleistozänen Ablagerungen in Žalov bei Prag. — Anthropozoikum, Praha, 1962, X.
- bera K. K současnému výzkumu kvartéru v oblasti Českého masivu. — Sborník Státního geologického ústavu CSR, Praha, 1949. XVI.
- bera K. Některé zajímavější výsledky výzkumu čtvrtohor v oblasti Českého masivu v roce 1951. — Anthropozoikum, Praha, 1954, III.

Г. С. ГАНЕШИН, И. И. КРАСНОВ
МЕЖДУНАРОДНАЯ КАРТА
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРОПЫ
в масштабе 1 : 2 500 000

Впервые мысль о создании обзорной карты четвертичных отложений Европы возникла на Второй конференции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода Европы (АИЧПЕ), состоявшейся в 1932 г. в Ленинграде. Большая группа советских геологов-четвертичников впервые к этой конференции составила и издала карту отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с нею территорий в масштабе 1 : 2 500 000 под редакцией проф. С. А. Яковлева. На этой карте цветовая гамма была использована для изображения генезиса 14 типов отложений; ледниковых, флювиогляциальных и отложений приледниковых разливов, гляциально-озерных, аллювиальных, озерных, аллювиально-озерных, морских, элювиальных, элювиально-делювиальных, делювиальных, пролювиальных, эоловых, химических и проблематических. Возраст отложений был отражен индексами. На карте выделены: отложения четвертичного периода Q, ледникового времени Q₁ и послеледникового времени Q_п.

Штриховые знаки изображают литологические особенности отложений: пески, супеси, суглинки и глины, комплексы песчаных и глинистых отложений, галечники, валуны, щебневатые породы, россыпи, валунные суглинки и глины, валунные супеси, валунные пески, лёсс, лёссовидные суглинки и глины. На этой карте показаны конечные морены и озы, холмисто-моренный ландшафт, друмлины и граница распространения ледниковых валунов, а также нанесены главнейшие местонахождения межледниковых отложений, палеолитические стоянки, граница вечной мерзлоты, граница позднеледниковой (иольдиевой) трансгрессии и граница Кумо-Манычского пролива. Карта вызвала большой интерес и получила всеобщее одобрение участников Второй конференции АИЧПЕ, которые, учитывая большую научную и практическую ценность подобных (обобщающих) сводных работ, решили приступить к составлению международной карты четвертичных отложений Европы (МЧКЕ) в масштабе 1 : 1 500 000.

Для составления карты в 1932 г. была избрана Редакционная комиссия в составе: председатель В. Вольф (Германия), вице-председатель А. А. Блохин (СССР) и два генеральных секретаря С. А. Яковлев (СССР) и П. Вольдштедт (Германия).

В 1932—1940 гг. Редакционная комиссия Международной четвертичной карты Европы (РКМЧКЕ) организовала на базе ЦНИГРИ-ВСЕГЕИ планомерное изучение и съемку четвертичных отложений различных районов Европейской части СССР. Ежегодно организовывалось до 10 полевых партий, проводивших свои работы преимущественно на севере и северо-востоке Европейской части СССР. В результате этих многолетних работ

к 1940 г. были составлены почти все листы Международной Четвертичной карты Европы (МЧКЕ), охватывающие Европейскую часть СССР, (два листа было напечатано в 1937 г.). Эти листы демонстрировались советскими делегатами Г. Ф. Мирчинком и А. А. Блохиным на Третьем конгрессе INQUA в Вене в 1939 г. и получили высокую оценку.

Легенда МЧКЕ была построена по стратиграфо-генетическому принципу. Цветовая гамма, так же как и на карте Европейской части СССР, использована для отражения генезиса отложений; густотой цвета показывались разновозрастные стратиграфические подразделения (древние отложения — густым цветом, молодые — светлым). В легенде предусматривалось изображение следующих генетических типов отложений: ледниковых (*gl*), флювиогляциальных (*fgl*), аллювиальных и озерно-аллювиальных (*al*), озерных (*l*), морских (*m*), эоловых (*eol*), химических (*ch*), вулканических (*v*), проблематических (*pr*), элювиальных (*el*), делювиальных (*d*) и элювиально-делювиальных (*eld*).

По возрасту четвертичные отложения подразделялись на плейстоцен и голоцен. Плейстоцен согласно предложению Второй Конференции АИЧПЕ, в свою очередь, подразделен на три отдела: I — древний, или эоплейстоцен, II — средний, или мезоплейстоцен и III — новый, или неоплейстоцен. На карте эти отделы помечены соответствующими римскими цифрами.

Голоцен, или современный отдел, на карте указан цифрой IV. Для обозначения стратиграфически нерасчлененных четвертичных отложений использовался индекс Q. Полный индекс соответствующих стратиграфо-генетических подразделений выражался сочетанием римской цифры и помеченной в степени буквой латинского алфавита. Ледниковые отложения неоплейстоцена, например, имели индекс III^{gl}, нерасчлененные ледниковые отложения — Q^{gl} и т. п.

В легенде был помещен тот же набор литологических обозначений, что и на карте 1932 г. с добавлением значка торфа. Несколько расширен перечень специальных обозначений. Введены в легенду условные знаки для карбов, основных террасовых уступов, действующих и потухших вулканов, изобаз, ледниковых шпатов, тектонических линий, местонахождений ископаемой фауны и флоры и мезолитических стоянок. Лиловым цветом предусматривалось изображение выходов коренных пород в эрозионных впадинах.

Проект легенды МЧКЕ неоднократно обсуждался и был согласован членами Международной редакционной комиссии. Легенда МЧКЕ была в 1937 г. отпечатана в СССР и разослана во все страны Европы. С тех пор основные принципы составления карт четвертичных отложений считаются общепризнанными.

Отдельные листы карты четвертичных отложений, составленные в легенде МЧКЕ, в частности изданный в СССР в 1936 г. лист № 19, охватывающий центральные районы Европейской части СССР, отличаются большой степенью точности геологических контуров и тщательностью оформления. Они до сих пор могут служить образцом для составителей подобных карт. Это необходимо подчеркнуть, потому что в 1961 г. была издана карта Северо-Запада Русской равнины, выполненная на более низком уровне по сравнению с картами МЧКЕ.

Одновременно с составлением листов МЧКЕ для Европейской части СССР в РКМЧКЕ поступали материалы и из других стран Европы, являющихся членами редакционной комиссии. Это позволило начать составление листов МЧКЕ и по зарубежным территориям. Во время Великой Отечественной войны работы РКМЧКЕ были прекращены и больше не возобновлялись.

Из обзорных карт четвертичных отложений, изданных в предвоенные годы, необходимо упомянуть о геолого-морфологической карте Северо-Европейской области оледенения П. Вольдштедта масштаба 1 : 1 500 000, изданной в 1935 г. Принцип построения легенды этой карты несколько отличен от принятого для МЧКЕ. Цветом показаны на ней главным образом элементы рельефа, генетически связанные с покровным оледенением, но также и некоторые другие формы рельефа и типы осадков. По возрасту все эти образования подразделены на две группы: плейстоцен и голоцен, причем внутри плейстоцена выделены образования заале, а в краевой области также альстерского оледенения, оледенения висла и стадии варта.

На карте показаны конечные и напорные морены, зандры, лёссы, озерные отложения, речные пески низких террас, дюны, марши, болота и т. п. Многие условные значки сочетают цветной фон и разноцветные штриховки. Большинство цветных условных знаков, кроме того, имеют индексы, однако порядок индексации иной, чем в легенде МЧКЕ. Дюны имеют индекс Д, марши М и т. д.

На карту нанесены линейными условными знаками главные положения края ледников в различные фазы оледенения, южная граница распространения северных валунов, южная граница оледенения заале, береговые линии и террасовые уступы и др. Легендой предусмотрено нанесение на карту важнейших местонахождений межледниковых отложений, доисторических стоянок и т. п.

Как будет видно ниже, предложенный в 1963 г. на заседании редакционной комиссии новый проект сводной легенды карты четвертичных отложений Европы масштаба 1 : 2 500 000 и легенда листа № 6, разработанные доктором Граале, существенно отклоняются от принципов, согласованных и утвержденных при разработке легенды МЧКЕ. По принципу построения и своему содержанию проект легенды Граале близок к легенде карты П. Вольдштедта. Это сходство выражается прежде всего в том, что в обеих легендах преобладают геолого-геоморфологические элементы без четкого разграничения системы стратиграфических, генетических, морфологических и дополнительных обозначений.

После Великой Отечественной войны работы по изучению и картированию четвертичных отложений в СССР были возобновлены в еще большем объеме, чем прежде. Накопленные в результате работ РКМЧКЕ материалы, а также новые данные, полученные в послевоенные годы, позволили ВСЕГЕИ составить и издать в 1950 г. карту четвертичных отложений Европейской части СССР и прилегающих территорий в масштабе 1 : 2 500 000 под редакцией проф. С. А. Яковлева.

Принцип построения легенды этой карты стратиграфо-генетический, т. е. тот же, что и в легенде МЧКЕ 1932 г., но она содержит большее количество условных обозначений. Детализация легенды заключалась в том, что в нее были включены новые генетические типы отложений (пролювиальные и отложения грязевых вулканов), ледниковые отложения подразделены в зависимости от центров оледенения и областей питания (скандинавской, новоземельской и уральской) на три региональных типа и расширен список специальных обозначений. Если в легенде МЧКЕ было предусмотрено нанесение только границы максимального распространения эрратических валунов, то на карте Европейской части СССР были показаны границы трех оледенений. Дополнен раздел легенды, включающий палеогеографические элементы. На карту нанесены затопленные береговые линии и подводные речные долины, а также ледораздел последнего оледенения.

Кроме карты Европейской части СССР, по этому же принципу составлена карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией Г. С. Ганешина и др.

Таким образом, в СССР при составлении обзорных карт четвертичных отложений получил дальнейшее развитие стратиграфо-генетический принцип, положенный в основу при разработке легенды МЧКЕ в 1932 г.

По этому же принципу ведется картирование четвертичных отложений в Польше, Чехословакии, Венгрии и других странах.

В странах Западной Европы за послевоенные годы работы по составлению сводных карт четвертичных отложений не производились, вследствие чего там до сих пор наблюдается сильное отставание как в отношении разработки методики картирования четвертичных отложений и составления легенд, так и в области составления обзорных карт.

На V конгрессе INQUA в Мадриде в 1957 г. по инициативе делегатов США и ФРГ был поставлен вопрос и принято решение о составлении международной карты четвертичных отложений Западной Европы в масштабе 1 : 4 000 000. Было принято решение и создана также редакционная комиссия, председателем которой был избран проф. П. Вольдштедт, а его заместителями — профессора К. Рихтер и Д. Зонневельд.

После демонстрации советской делегацией карты четвертичных отложений Европейской части СССР в масштабе 1 : 2 500 000 (издание 1950 г.), охватывающей всю восточную половину Европы, стало очевидным, что СССР намного опередил остальные европейские страны в области составления обзорных карт четвертичных отложений. Это обстоятельство оказало существенное влияние на вновь созданную редакционную комиссию. Здесь, в Мадриде, было решено составлять карту всей Европы, включая и территорию СССР, в более крупном масштабе — 1 : 2 500 000. В состав редакционной комиссии в связи с этим был избран и делегат СССР — И. И. Краснов. Советская делегация высказала пожелание, чтобы карта четвертичных отложений Европы была издана к VI конгрессу INQUA в Варшаве.

На VI конгрессе INQUA, состоявшемся в Варшаве в 1961 г., выяснилось, что за прошедшие четыре года редакционной комиссией почти ничего не сделано. Многие члены редакционной комиссии (СССР, Польши, Голландии и др.) отметили недостаточную активность комиссии и предложили активизировать ее работу. В частности, было рекомендовано разослать в геологические учреждения всех стран Европы приглашения принять участие в составлении международной карты.

В ноябре 1961 г. такое приглашение поступило и в Министерство геологии и охраны недр СССР. В ответ на него через Национальный комитет советских геологов в Ганновер было направлено сообщение о согласии СССР участвовать в составлении карты четвертичных отложений Европы.

Начиная с 1962 г., редакционная комиссия в Ганновере стала проявлять активность. При Геологическом комитете ФРГ была организована картосоставительская группа и начато составление листов карты, относящихся к Западной Европе.

С 4 по 6 июня 1962 г. в Ганновере было созвано первое заседание международной редакционной комиссии, на котором присутствовали представители Франции, Италии, Австрии, Дании, Голландии и ФРГ. Вследствие позднего поступления приглашения представители СССР на это заседание не прибыли. Отсутствовали также делегаты Польши, Чехословакии, Румынии и других европейских стран.

На первом заседании редакционной комиссии было решено печатать географическую основу и легенду карты на немецком, английском, русском и французском языках. На четырех языках должны издаваться объяснительная записка к каждому листу карты и пояснения к генеральной легенде. Окончательное издание генеральной легенды решено отложить до завершения издания всей карты. В качестве принципиальной основы общей стратиграфо-генетической легенды был принят проект легенды

МЧКЕ, разработанный в СССР в 1932 г., и легенда карты четвертичных отложений СССР, изданной в 1959 г. Красочная гамма для обозначения геоезиса отложений принята в соответствии с предложениями Второй конференции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода Европы (1932 г.). Для указания горных районов с маломощным покровом четвертичных отложений был предложен серый цвет с градацией по густоте для изображения четырех высотных ступеней.

К VII конгрессу INQUA (США, 1965 г.) решено составить не менее четырех листов карты Европы.

На заседании редакционной комиссии также обсуждались конкретные карты, составленные членами комиссии для различных стран Европы, а также запрос в ЮНЕСКО о предоставлении ассигнований на разъезды членов редакционной комиссии для производства координационно-увязочных полевых исследований и субсидирования работ по изданию карты и объяснительных записок на многих языках.

Второе заседание редакционной комиссии состоялось в Будапеште 6 и 7 июня 1963 г. По приглашению Венгерского Геологического комитета и Академии наук в Будапешт прибыли следующие делегаты: от Австрии — проф. Финк, ГДР — доктор Чепек, Голландии — проф. Зонневельд и доктор Ван дер Хейде, СССР — ст. научные сотрудники Г. С. Ганешин и И. И. Краснов, Франции — проф. Трикар и Бассе де-Монерваль, ФРГ — проф. Вольдштедт и доктор Шнейдер и от Чехословакии — проф. Жебера.

Венгрия была представлена на заседаниях комиссии профессорами Розан, Печи и Крецом.

В начале заседания профессора Вольдштедт и Зонневельд сообщили о деятельности редакционной комиссии за истекший год. Комиссии удалось наладить связь почти со всеми странами Западной Европы. Начали поступать авторские макеты от представителей отдельных стран. Однако от некоторых стран, в частности, Югославии, никакого ответа не получили. Затем краткую информацию о работе, проделанной картосоставительской группой в Ганновере, сделал руководитель этой группы доктор Шнейдер. Он указал, что к настоящему времени напечатана красочная проба листа № 6 (см. проект легенды), составлен рукописный вариант листа № 10, включающий территории ФРГ, Швейцарии, части Франции и Польши, Австрии и других стран, а также начато составление листов 1, 2, 3, 5, 7, 8, 11, 13.

И. И. Краснов дополнил выступление Шнейдера, сообщив, что в качестве исходного материала для составления листов карты, относящихся к территории СССР, может служить карта Европейской части СССР масштаба 1 : 2 500 000 (1950 г.), уточненная и дополненная новыми фактическими материалами. Если учесть, что, помимо СССР, обзорные карты четвертичных отложений имеет также Польша, то по степени обеспеченности картографическими материалами Восточная Европа занимает значительно более выгодное положение по сравнению с Западной Европой.

Основное внимание на заседаниях редакционной комиссии было уделено обсуждению двух вопросов: 1) принципов построения и содержания обобщенной легенды карты и 2) содержания красочной пробы листа № 6.

Предложенный проект общей легенды, разработанный доктором Граале и представленный Вольдштедтом, Зонневельдтом и Шнейдером, по принципам построения и содержащимся условным обозначениям существенно отличается от разработанной в 1932 г. легенды МЧКЕ и легенд обзорных карт четвертичных отложений изданных в СССР: карты четвертичных отложений Европейской части СССР масштаба 1 : 2 500 000 и карты четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000.

Основное отличие предложенного проекта легенды заключается в том, что она не является единой для всей карты, а состоит из четырех региональных частей, каждая из которых включает самостоятельный набор стратиграфо-генетических обозначений. Территория Европы подразделена на четыре области: североευропейского оледенения, альпийского оледенения, промежуточной области и локальных областей оледенения и средиземноморской области. Внутри этих областей выделяется различное количество генетических типов отложений. В области альпийского оледенения, например, выделяются флювиальные отложения и террасы, озерные, ледниковые, эоловые отложения и торфяники. В средиземноморской области предусмотрено выделение ледниковых, флювиальных (и террас), озерных, морских, эоловых, химических, вулканических, элювиальных и солифлюкционных отложений. Основными стратиграфическими подразделениями легенды являются древний плейстоцен (I), средний плейстоцен (II), юный плейстоцен (III) и голоцен (IV). Легенда содержит такие промежуточные нерасчлененные подразделения, как верхний плейстоцен — голоцен (III—IV), плио-плейстоцен, а также четвертичные отложения стратиграфически нерасчлененные.

Указанные четыре основные подразделения содержат различное число более мелких стратиграфических единиц, соответствующих отдельным оледенениям и межледниковьям. Так, например, среди отложений среднего плейстоцена альпийской области оледенения выделяются отложения гюнцминделя, минделя, миндель-рисса, рисса I и рисса II, а в области североευропейского оледенения, кроме эльстер, голштейн, заале, варта. Легенда содержит также условные обозначения для изображения форм рельефа, образованных четвертичными отложениями: озов, конечных морен и т. д. В особом разделе легенды имеются штриховые знаки для отражения особенностей литологии рыхлого покрова на дне морей и озер и основных багметрических ступеней, показанных оттенками синего цвета.

Советские делегаты, поддержанные рядом других членов комиссии, высказались против построения общей (генеральной) легенды по региональному принципу. При такой системе условных обозначений одинаковые по генезису и разновозрастные четвертичные отложения повторяются в легенде несколько раз. При составлении обзорной карты важно отразить не только региональные особенности тех или иных стратиграфических подразделений четвертичных отложений, а произвести увязку и сопоставление разновозрастных стратиграфических горизонтов. Поэтому для всей территории Европы должна быть составлена корреляционная схема и унифицированная шкала четвертичных отложений. Подразделения последней и должны послужить основой стратиграфической части легенды карты. Следует также отметить, что в проекте легенды доктора Граале совсем ясен таксономический ранг подразделений, входящих в древний, средний и юный плейстоцен. Именуются эти подразделения просто эль, кроме, эльстер, миндель и т. д., что для полноты и стройности стратиграфо-генетической легенды явно недостаточно.

Другое принципиальное замечание, также поддержанное большинством членов комиссии, касалось неполноты перечня генетических типов четвертичных отложений, показываемых на карте. В проекте сводной легенды отсутствует много таких генетических типов отложений, пользующихся широким распространением на склонах гор и возвышенностей, как коллювио-делювий, делювий, элювио-делювий, а также пролювий и аллювиально-пролювиальные отложения, широко развитые в предгорных районах. Эти отложения самым тесным образом связаны с особенностями рельефа, и поэтому их изображение придает карте четвертичных отложений большую выразительность и рельефность.

В проекте легенды доктора Граале элювиальные образования предусматриваются только в средиземноморской области. Совершенно очевидно, что элювий имеет повсеместное распространение, не ограниченное югом Европы, и поэтому должен быть включен в общую легенду наравне с другими генетическими типами.

Серьезное возражение со стороны советских делегатов, поддержанных некоторыми другими членами комиссии, вызвало предложение П. Вольдштедта о проведении границы между нижнечетвертичными (древним плейстоценом) и среднечетвертичными отложениями (средним плейстоценом) не по подошве миндель-рисских отложений, а под кроммерскими слоями в области североевропейского оледенения и под гюнц-миндельскими слоями в альпийском регионе. Если принять эту новую точку зрения, то значительно менее четкими становятся критерии отделения нижнечетвертичных отложений от среднечетвертичных, что существенно затруднит картирование четвертичных отложений и вызовет дополнительные трудности при составлении обзорной карты. Принятая в настоящее время большинством геологов граница между средне- и нижнечетвертичными отложениями по подошве миндель-рисских осадков значительно конкретнее, легче устанавливается и поддается межрегиональной корреляции. В результате дискуссии предложение проф. Вольдштедта не получило поддержки членов редакционной комиссии.

К числу существенных недостатков предложенного проекта легенды относится также неразработанность системы индексации.

В результате обсуждения общей легенды редакционная комиссия выразила пожелание, чтобы советскими членами комиссии были в ближайшее время разработаны новый проект легенды и единая система индексации, а также дан перечень условных обозначений для некоторых геоморфологических элементов и элементов палеогеографии.

Много критических замечаний было высказано в отношении содержания красочной пробы листа № 6, составленного в Ганновере под редакцией доктора Граале. В этот лист входит большая часть Англии, юг Швеции и Норвегии, Дания, Голландия, северные районы ГДР и ФРГ и северо-западные области Польши. К этому листу полностью относятся все замечания, высказанные выше в отношении общей легенды карты, но имеется и ряд конкретных замечаний по содержанию и оформлению самого листа. В легенде к листу в один столбец помещены в хронологическом порядке как стратиграфические подразделения, показанные цветом, так и элементы палеогеографии и некоторые литологические обозначения, выраженные системой штриховых знаков. В этой же колонке помещены обозначения для изображения площадей развития дочетвертичных пород, показываемых серой краской. Различной интенсивностью серого цвета отражены четыре высотные ступени, к которым приурочены дочетвертичные породы (0—500 м, 500—1000 м, 1000—2000 м, 2000 м и более).

Подробный перечень замечаний к листу № 6, составленный И. И. Красновым и Г. С. Ганешиным в ноябре 1963 г., послан в картосоставительскую группу в Ганновер вместе с проектом генеральной легенды, составленным в СССР.

Генеральная легенда для международной четвертичной карты Европы построена на основе принципов, разработанных на международных конгрессах в 1932 г. в Ленинграде и в 1939 г. в Вене. Они заключаются в следующем: карты составляются на стратиграфо-генетической основе, причем генезис отложений обозначается различными красками, а возраст главнейших стратиграфических подразделений различной густотой (интенсивностью) цвета. Отложения нижнего плейстоцена показываются наиболее темными, верхнего плейстоцена — более светлыми оттенками и

голоцена — самыми светлыми, слабыми оттенками красок. Таким образом, все краски, обозначающие генетические типы, должны иметь четыре градации по степени интенсивности, соответствующие четырем основным стратиграфическим подразделениям четвертичной системы. Кроме генезиса и обозначений возраста четвертичных отложений, на картах должны показываться некоторые геоморфологические элементы, сложенные четвертичными отложениями, например, камы, озы, конечные морены, а также различные палеогеографические границы.

В составленном проекте Генеральной легенды дается более полный перечень генетических типов по сравнению с проектом легенды доктора Граале. Легенда составлена с таким расчетом, чтобы удовлетворять составителей северных, центральных и южных частей карты.

Для обозначения генетических типов применены краски, рекомендованные международными совещаниями и широко применяемые во многих странах: морские отложения — синий, речные — зеленый, ледниковые — коричневый, флювиогляциальные — оливковый, эоловые — желтый, элювий — лиловые, делювий — оранжевые и т. д. Однако вследствие расширения перечня генетических типов нами рекомендуется несколько новых красок, в частности коллювий — красный, коллювио-делювий — розовый.

Легендой предусмотрено изображение на карте генетических типов четвертичных отложений гравитационного (склонового) ряда, широко распространенных в горах: коллювия, коллювио-делювия, делювия и пролювия.

Поэтому мы возражаем против изображения горных областей серой краской, которой показываюся области, лишенные покрова четвертичных отложений (проект легенды доктора Граале). На самом деле в горах четвертичные отложения широко развиты и представлены разнообразными генетическими типами.

Противники изображения на обзорных картах этих генетических типов отложений обычно ссылаются на отсутствие необходимых фактических данных. В действительности, даже в том случае, если склоновые образования оказались не изученными специально, о их распространении можно получить ценные сведения путем анализа геологических, почвенных, грунтовых, топографических карт и материалов аэрофотосъемки. Основываясь на этом, можно выяснить закономерности распространения различных типов склоновых отложений и закартировать их. Эти материалы обеспечивают, как правило, составление не только карт масштаба 1 : 2 500 000, и более крупных — масштаба 1 : 1 500 000.

Предложенный доктором Граале метод изображения гор серым цветом с раскраской по высотам недопустим потому, что он нарушает основные принципы построения легенды. Красками должны обозначаться генетические типы, а разной густотой тона — их возраст. Здесь же густота серого тона должна изображать гипсометрическую высоту горных областей. Это является неправильным.

Метод изображения горных типов четвертичных отложений, разработанный в Советском Союзе (карта четвертичных отложений СССР в масштабе 1 : 5 000 000), позволяет показать не только покров различных гравитационных отложений и элювиальных образований, но благодаря подбору ярких красок (красная гамма) дает ясное представление о гипсометрической позиции горных областей.

Предлагаемая схема стратиграфического расчленения четвертичной системы близка к проекту доктора Граале, однако она содержит большее число подразделений и в том числе осадки, отвечающие малым интерстиадам (или большим интерстадиалам), например между R_I и R_{II} — ольховский горизонт и т. п.

Граница между нижним и средним плейстоценом принимается под миндель-риссом.

В предлагаемой нами стратиграфической схеме четко выделяются две таксономические категории стратиграфических подразделений — четыре крупных (Q_I , Q_{II} , Q_{III} и Q_{IV}), соответствующие нижнему, среднему, верхнему плейстоцену и голоцену и отвечающие, вероятно, подъярусам или надгоризонтам единой стратиграфической шкалы, и 12 подразделений более низкого ранга, т. е. горизонтов. Отдельные горизонты соответствуют ледниковым или межледниковьям. Все три основных подразделения плейстоцена расчленяются каждый на четыре горизонта (два межледниковых и два ледниковых). Кроме того, в проекте легенды предусматриваются подразделения для нерасчлененных нижнего, среднего и верхнего плейстоцена, голоцена и нерасчлененной четвертичной системы в целом, а также объединенных нижнего и среднего плейстоцена, среднего и верхнего плейстоцена, верхнего плейстоцена и голоцена, а также для плиоцена — нижнего плейстоцена.

Всего в легенде предусматривается 17 стратиграфических подразделений разного таксономического ранга.

Как известно, изображение возраста на карте дается различной густотой красок. Мы рекомендуем четыре основные градации тонов для обозначения крупных стратиграфических подразделений: Q_I — самый темный, Q_{II} — темный, Q_{III} — нормальный и Q_{IV} — светлый.

По этому же принципу ведется раскраска и более мелких стратиграфических подразделений — горизонтов, входящих в Q_I , Q_{II} , Q_{III} и Q_{IV} . Как показала практика издания карт четвертичных отложений в СССР, путем подбора типографских сеток удается достичь изменения густоты цвета больше чем для 15 горизонтов одного генезиса.

Рекомендуется также при изображении разновозрастных горизонтов различного генезиса пользоваться типографскими сетками одинакового рисунка. По одинаковой густоте цвета, одинаковому рисунку типографских сеток и индексам становится нетрудным нахождение на карте разновозрастных отложений.

В проекте генеральной легенды дается четкая система индексов для всех генетических типов и стратиграфических подразделений. Основные генетические типы обозначаются малыми (строчными) буквами латинского алфавита: а — аллювий, l — озерные, m — морские, g — ледниковые, — флювиогляциальные, e — элювиальные, d — делювиальные, c — коллювиальные, v — золы.

В тех случаях, когда имеются сложные генетические типы, следует применять двойные буквенные индексы, как, например: аллювиально-озерные — al, элювиально-делювиальные — ed, коллювиально-делювиальные — cd, озерно-ледниковые — lg и т. д. Буквенный индекс генезиса ставится слева от стратиграфического индекса.

Предлагается придерживаться системы стратиграфической индексации, которая была разработана и утверждена на II конгрессе INQUA в 1932 г. в СССР. Эта система заключается в следующем: основные четыре подразделения — нижний, средний и верхний плейстоцен и голоцен следует обозначать римскими цифрами I, II, III, IV. Буква Q должна применяться только в тех случаях, когда на карте показываются нерасчлененные четвертичные отложения. В тех случаях, когда в индексах применяются римские цифры, буква Q не ставится. Более дробные подразделения, т. е. горизонты, обозначаются арабскими цифрами справа от римской цифры. Вызывает возражение применение букв для обозначения горизонтов (Wa — Warta, s — saale, e — Elster), так как эти названия не имеют общеевропейского значения, а локальных названий, синхронных указанным выше,

имеется очень много. Поэтому применять эти местные названия без четкой схемы стратиграфической корреляции нельзя.

Можно согласиться с сохранением буквенных индексов для горизонтов лишь при условии, что они будут ставиться рядом с арабской цифрой и могут изменяться в зависимости от регионального названия горизонта (см. таблицу).

При такой системе индексации арабские цифры служат основой для корреляции региональных стратиграфических горизонтов, имеющих различные названия.

Т а б л и ц а

Примеры индексов при корреляции региональных стратиграфических горизонтов

Северная Германия	Альпы	Европейская часть СССР	Западная Сибирь
III ₄ ^{Wp} — Weichsel-Pommern	III ₄ ^W — Würm-2	III ₄ ^{ost} — Östaschkov	III ₄ ^{Sr} — Sartan
III ₃ ^{Wi} — Weichsel-interstadial	III ₃ ^{W₁₋₂} — Würm-1-2.	III ₃ ^{ms} — Mologo — Scheksna	III ₃ ^{kr} — Kargin
III ₂ ^{Wb} — Weichsel-Brandenburg	III ₂ ^{W₁} — Würm-1	III ₂ ^k — Kalinin	III ₂ ^z — Zyrjan
III ₁ ^E — Eem	III ₁ ^{R-W} — Riss — Würm	III ₁ ^{mi} — Mikulino	III ₁ ^{kr} — Kasanzevo
II ₄ ^{Wa} — Warte	II ₄ ^{R₂} — Riss-2	II ₄ ^m — Moskva	II ₄ ^{tz} — Tazov
II ₂ ^O — Ohe	II ₃ ^{R₁₋₂} — Riss-1-2	II ₃ ^{od} — Odinzovo	II ₃ ^{m-s} — Messo-Schirta
II ₂ ^s — Saale	II ₂ ^{R₁} — Riss-1	II ₂ ^D — Dnjepr	II ₂ sm — Samarovo
II ₁ ^H — Holstein	II ₁ ^{M-R} — Mindel — Riss	II ₁ ^L — Lichvin	II ₁ ^T — Tobolsk
I ₄ ^E — Elster	I ₄ ^M — Mindel	I ₄ ^{ok} — Oka	I ^D — Demjansk
I ₃ ^{Cr} — Cromer	I ₃ ^{G-M} — Günz — Mindel	I ₃ ^B — Belovjez	I — Präiglazial
I ₂ ^{Wb} — Weiburn	I ₂ ^G — Günz	I ₂ ^N — Narev	
I ₁ ^T — Tegelen	I ₁ ^{Pg} — Prägünz	I ₁ ^W — Wilnüs	

Кроме генеральной легенды, следует составить таблицу корреляции региональных стратиграфических горизонтов для всей Европы. Для территории СССР такая унифицированная корреляционная схема уже составлена.

В предлагаемом проекте генеральной легенды предусматриваются клетки для всех возможных сочетаний генетических типов любого возраста. Вследствие этого легенда генезиса и возраста приобрела форму таблицы, что позволяет изобразить ее наиболее компактно. Составители региональных карт и легенд могут выбрать из генеральной легенды любое необходимое им условное обозначение. Легенды на отдельных листах карт будут содержать значительно меньше условных знаков — только для тех

МЕЖДУНАРОДНАЯ КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРОПЫ 1:2500 000

ПРОЕКТ ГЕНЕРАЛЬНОЙ ЛЕГЕНДЫ

Составили члены редакционной комиссии Г.С. Ганешин и И.И. Краснов

Термины- обозначения отложений	Нижнечетвертичные отложения (I)					Нижне- среднечетвертичные отложения нерасчлененные (I-II)	Среднечетвертичные отложения (II)					Средне- верхнечетвертичные отложения нерасчлененные (II-III)	Верхнечетвертичные отложения (III)					Верхне- четвертичные отложения нерасчлененные (III-IV)	Современные отложения (IV)	Четвертичные отложения нерасчлененные Q	Стратиграфия и краски генетических типов
	Г О Р И З О Н Т Ы						Г О Р И З О Н Т Ы						Г О Р И З О Н Т Ы								
	Нерасчлененные	Межледниковые	Ледниковые	Межледниковые	Ледниковые		Нерасчлененные	Межледниковые	Ледниковые	Межледниковые	Ледниковые		Нерасчлененные	Межледниковые	Ледниковые	Межледниковые	Ледниковые				
g ₁			g ₁₂		g ₁₄	g _{1-II}	g ₁₁		g ₁₂		g ₁₄	g _{1-III}	g ₁₁		g ₁₂		g ₁₄	g _{1-III-IV}	g _{1V}	g _{1Q}	Ледниковые отложения (коричневый)
f ₁			f ₁₂		f ₁₄	f _{1-II}	f ₁₁		f ₁₂		f ₁₄	f _{1-III}	f ₁₁		f ₁₂		f ₁₄	f _{1-III-IV}	f _{1V}	f _{1Q}	Флювиогляциальные отложения (палео-зеленый)
a ₁	a ₁₁	a ₁₂	a ₁₃	a ₁₄	a _{1-II}	a ₁₁	a ₁₁₁	a ₁₁₂	a ₁₁₃	a ₁₁₄	a _{11-II}	a ₁₁₁	a ₁₁₁₁	a ₁₁₁₂	a ₁₁₁₃	a ₁₁₁₄	a _{111-II}	a _{111-IV}	a _{11V}	a _{11Q}	Аллювиальные отложения (желтовато-зеленый)
la ₁	la ₁₁	la ₁₂	la ₁₃	la ₁₄	la _{1-II}	la ₁₁	la ₁₁₁	la ₁₁₂	la ₁₁₃	la ₁₁₄	la _{11-II}	la ₁₁₁	la ₁₁₁₁	la ₁₁₁₂	la ₁₁₁₃	la ₁₁₁₄	la _{111-II}	la _{111-IV}	la _{11V}	la _{11Q}	Озерно-аллювиальные отложения (голубовато-зеленый)
tl ₁	tl ₁₁	tl ₁₂	tl ₁₃	tl ₁₄	tl _{1-II}	tl ₁₁	tl ₁₁₁	tl ₁₁₂	tl ₁₁₃	tl ₁₁₄	tl _{11-II}	tl ₁₁₁	tl ₁₁₁₁	tl ₁₁₁₂	tl ₁₁₁₃	tl ₁₁₁₄	tl _{111-II}	tl _{111-IV}	tl _{11V}	tl _{11Q}	Озерные и озерно-ледниковые отложения (голубой)
pl ₁	pl ₁₁	pl ₁₂	pl ₁₃	pl ₁₄	pl _{1-II}	pl ₁₁	pl ₁₁₁	pl ₁₁₂	pl ₁₁₃	pl ₁₁₄	pl _{11-II}	pl ₁₁₁	pl ₁₁₁₁	pl ₁₁₁₂	pl ₁₁₁₃	pl ₁₁₁₄	pl _{111-II}	pl _{111-IV}	pl _{11V}	pl _{11Q}	Пролувиальные и аллювиально-пролувиальные отложения (оливковый)
m ₁	m ₁₁	m ₁₂	m ₁₃	m ₁₄	m _{1-II}	m ₁₁	m ₁₁₁	m ₁₁₂	m ₁₁₃	m ₁₁₄	m _{11-II}	m ₁₁₁	m ₁₁₁₁	m ₁₁₁₂	m ₁₁₁₃	m ₁₁₁₄	m _{111-II}	m _{111-IV}	m _{11V}	m _{11Q}	Морские отложения (синий)
p ₁					p _{1-II}	p ₁₁						p _{11-II}	p ₁₁₁					p _{111-IV}	p _{11V}	p _{11Q}	Вулканические отложения (синеовато-ярко-зеленый)
						v ₁						v _{1-II}	v ₁₁₁					v _{111-IV}	v _{11V}	v _{11Q}	Золотые отложения (желтый)
																				eQ	Элювиальные образования (красновато-фиолетовый)
																				dQ	Делювиальные отложения (оранжевый)
																				edQ	Элювиально-делювиальные отложения (розовато-оранжевый)
																				cQ	Коллювиальные отложения (красный)
																				dcQ	Делювиально-коллювиальные отложения (оранжево-красный)
																				sQ	Солфлюкционные отложения (малиновый)
																				tQ	Химические отложения (серый)
																				лQ	Лесс (лимонно-желтый)
																					Скальные выходы дочетвертичных пород (синеовато-фиолетовый)

Термофизические обозначения

- Холмисто-моренный рельеф
- Камы
- Конечные морены и озера
- Друмлины
- Гляциодиссекция и крупные ледниковые озера
- Современные ледники и фирн
- Вулканы действующие
- Вулканы потухшие
- Вулканы грязевые

Донные отложения в морях

- Ватты
- Обнажающиеся дочетвертичные породы
- Глыбы и валуны
- Гравий
- Песок
- Сапропели и илы
- Глина
- Валунный суглинок

Донные отложения в озерах

- Глыбы и валуны
- Песок
- Гилтия
- Глина

Морские глубины

- 0-200 м (т)
- 200-1000 м (т)
- 1000-2000 м (т)
- 2000-3000 м (т)
- 3000 м и глубже

Границы оледенений

- Среднечетвертичного максимального - Днепровского - Рисс I
- Второго среднечетвертичного - московского - Рисс II
- Среднечетвертичных оледенений в горах
- Первого верхнечетвертичного - Калининского - Брандербургского - Вюрм I
- Второго верхнечетвертичного - Осташковского - Померанского - Вюрм II
- Максимального распространения верхнечетвертичных горно-долинных оледенений

Границы стадий последнего оледенения

Древние ледоразделы

Границы трансгрессий

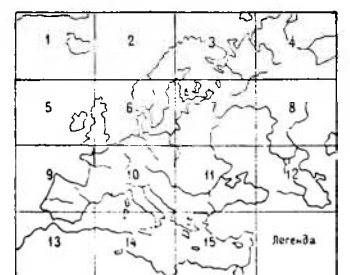
- Последледниковых
- Позднеледниковых
- Верхнечетвертичных
- Среднечетвертичных
- Нижнечетвертичных

Стратиграфическим индексом и буквой обозначаются локальные названия трансгрессий: Q_{IV} - литориновая, Q_{III} - эмская и др.

Важнейшие местонахождения четвертичных отложений

- После- и позднеледниковые
- Верхнечетвертичные межледниковые
- Среднечетвертичные межледниковые
- Нижнечетвертичные межледниковые
- а) палеолитические и б) мезолитические стоянки

За рамкой отдельных листов карты помещаются списки местонахождений межледниковых разрезов, с указанием находок морской фауны Ф, фауны млекопитающих и флоры Ф, а также списки палеолитических и мезолитических стоянок



В окончательном виде легенда должна быть переведена на четыре языка: русский, немецкий, английский и французский

Ганешин И.И. Краснов

отложений, которые развиты на данном листе. Поэтому легенды на полях карты отдельных листов могут строиться не только в форме таблицы.

Генеральная легенда состоит из пяти самостоятельных частей: 1 — условных знаков генетических типов отложений, расположенных по стратиграфической схеме; 2 — геоморфологических обозначений (только тех форм, которые сложены четвертичными отложениями); 3 — палеогеографических границ (оледенений, стадий, трансгрессий и т. п.); 4 — отдельных значков — археологических стоянок, пунктов крупных гляциодислокаций, мест находок межледниковых отложений и т. п.; 5 — легенды для морей и озер, поскольку она существенно отличается от основной легенды и построена по иному принципу.

В проекте сводной легенды приняты обозначения для донных морских отложений, рекомендованные в легенде доктора Граале. В окончательном варианте «морскую» легенду, по-видимому, придется несколько изменить и дополнить. Наиболее последовательно было бы построить ее по тому же принципу, что и легенду для суши, но можно ограничиться изображением генезиса осадков цветом без стратиграфического их расчленения. Особенно важно по возможности более подробно изобразить площади распространения затопленных субаэральных отложений: речных, ледниковых, флювиогляциальных и связанных с ними реликтовых форм рельефа, а также элементов палеогеографии — затопленные долины и т. п.

В заключение необходимо подчеркнуть, что принципы построения рассматриваемой легенды с успехом могут быть использованы не только для разработки легенд обзорных карт четвертичных отложений, но (при условии включения в легенду штриховых литологических обозначений) и для составления карт средних и крупных масштабов. В СССР стратиграфо-генетический принцип получил всеобщее признание. Он положен в основу проводимой в стране геологической съемки (см. проект легенды).

ЛИТЕРАТУРА

- Ганешин Г. С. Некоторые вопросы методики картирования четвертичных отложений в СССР.— Материалы по четверт. геологии и геоморфологии СССР., новая серия, 1961, вып. 42, № 3.
- Ганешин Г. С. Некоторые закономерности распространения и особенности строения четвертичных отложений СССР (к выходу в свет карты четвертичных отложений СССР в масштабе 1:5 000 000).— Материалы по четверт. геологии и геоморфологии СССР, новая серия, 1961а, вып. 4.
- Ганешин Г. С., Корнутова Е. И., Краснов И. И., Чемяков Ю. Ф., Эпштейн С. В., Яковлева С. В. Карта четвертичных отложений СССР.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 4.
- Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1:5 000 000. Гл. ред. Г. С. Ганешин. Гостеолтехиздат, 1959.
- Карта четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины масштаба 1:2 500 000. Отв. ред. К. К. Марков. Изд-во АН СССР, 1962.
- Яковлев С. А. О ходе работ по составлению Международной четвертичной карты Европы.— Материалы по четверт. периоду СССР, ОНТИ НКТП СССР, Л.— М., 1936.
- Яковлев С. А. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с нею территорий.— Труды 2-го Всес. геогр. съезда. М., 1948, 2.

Ю. В. БУЛАВА, В. С. ТРОФИМОВ

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В СОВРЕМЕННЫХ ПЛЯЖЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА СЕВЕРНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

За последние годы на территории СССР был обнаружен ряд современных и древних россыпей полезных ископаемых прибрежно-морского происхождения, что значительно повысило интерес к изучению морских береговых отложений.

Многие вопросы распределения тяжелых минералов в пляжевых отложениях до настоящего времени не решены, что сильно затрудняет изучение и разведку россыпей прибрежно-морского генезиса.

Весьма важным и актуальным вопросом образования этих россыпей является вопрос о том, за счет перемыва какого материала возникают прибрежно-морские россыпи. Одни исследователи утверждают, что подобные россыпи могут образовываться как за счет материала, приносимого реками на морское побережье, так и за счет материала, образующегося при абразии морских берегов.

Другие исследователи считают, что россыпи прибрежно-морского происхождения возникают лишь за счет переработки волнами материнского материала, приносимого реками на морское побережье, и отрицают возможность образования сколько-нибудь крупных россыпей этого генезиса за счет абразии морских берегов.

Если в отношении образования россыпей за счет размыва коренных берега, сложенного устойчивыми породами, имеются еще некоторые сомнения, то в отношении образования россыпей за счет размыва морских берегов, сложенных рыхлыми отложениями, сведений почти не имеется.

Авторы настоящей статьи ставят перед собой задачу показать вкратце на северном побережье Черного моря, как происходит размыв морских берегов, сложенных слабоустойчивыми породами, образование пляжевых отложений и концентрация в них тяжелых минералов.

С этой целью на северном побережье Черного моря было выбрано несколько разнородных участков — участок № 1, характеризующийся наличием крутого берегового обрыва, размываемого морем, и участок, расположенный между двумя крупными морскими косами (западная и восточная). Для последнего участка характерны прямолинейная береговая линия и пологий пляж. Вдоль берега имеется часть которых летом пересыхает.

СТРОЕНИЕ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ

Участок № 1. На этом участке берег моря достигает высоты 13--16 м и имеет крутой уступ. В западном направлении он резко обрывается в сторону пересыпи и лимана. Сложен он неогеновыми и четвертичными отложениями и имеет следующий разрез (рис. 1):

	Мощность, м
Почвенно-растительный слой	0,25
Красно-бурые песчаные глины с гнездами мелких кристаллов гипса	2,5
Светло-зеленые сильнопесчаные глины	0,3
Светло-серые мелкозернистые пески с включениями светло-бурых глин	2
Серые косослоистые пески. Слоистость подчеркивается мелкими ожелезненными пропластками тех же песков, мощностью до 1,5 мм. Падение слоев изменяется от 8° до 20°	1
Бурые горизонтально-слоистые ожелезненные пески	1
Светло-серые мелкозернистые пески с рассеянными включениями тяжелых минералов	7

Гранулометрический состав отложений коренного берега (табл. 1) отличается значительной песчанистостью.

Т а б л и ц а 1

Гранулометрический состав отложений, слагающих коренной берег на участке № 1 в районе канавы № 1, %

Номер слоя	Номер пробы	Мощ- ность, м	Классы крупности, мм										Сум- ма	
			+1,6	+1,0	+0,63	+0,40	+0,315	+0,25	+0,16	+0,10	+0,063	+0,05		—0,05
1	653	2,5	0,633	10,630	17,842	14,888	6,192	5,992	13,476	8,242	6,830	3,648	11,622	100
2	654	0,3	0,032	0,940	2,600	3,200	1,720	3,560	42,950	25,900	10,030	3,668	5,400	100
3	655	2,0	—	—	—	0,112	0,480	9,120	79,698	8,760	1,200	0,266	0,364	100
4	656	1,0	—	—	—	—	0,100	1,700	74,344	20,960	2,194	0,306	0,406	100
5	657	7,0	—	0,028	0,080	3,400	15,700	34,604	43,268	2,340	0,340	0,100	0,140	100
6	658	7,0	—	0,060	0,140	2,980	12,890	34,404	45,936	2,838	0,542	0,062	0,148	100
Среднее:			0,116	1,980	3,488	4,536	8,907	22,762	46,914	6,019	2,094	0,840	2,394	

Т а б л и ц а 2

Минералогический состав отложений (в кг/м³), слагающих коренной берег на участке № 1 в районе канавы № 1

Номер слоя	Номер пробы	Мощ- ность, м	Рутил	Розовый гранат	Ильменит	Киазит	Ставро- лит	Циркон	Турмалин	Мусковит	Лейко- ксен	Амфибол	Эпидот	Тяжелая франция
1	653	2,5	0,0001	×	0,0037	×	×	0,0241	×	×	×	—	—	0,0279
2	654	0,3	0,0004	×	0,0192	×	×	0,0130	×	—	—	—	—	0,0326
3	655	2,0	0,0140	0,0322	0,2752	0,0157	0,0364	0,0340	0,0081	—	—	×	×	0,4156
4	656	1,0	0,0048	0,0128	0,0820	×	0,0054	0,0174	0,0046	—	×	×	×	0,1270
5	657	1,0	0,0075	0,0082	0,0726	0,0003	0,0035	0,0090	0,0004	×	—	×	×	0,1015
6	658	> 7,0	0,0072	0,0079	0,0632	0,0008	0,0038	0,0088	×	—	—	—	—	0,0917
Среднее:			0,007	0,010	0,079	0,003	0,006	0,002	0,017	×	×	×	×	0,1328

Минералогический состав тяжелой фракции отдельных слоев отложений коренного берега приведен в табл. 2, из данных которой видно, что в тяжелой фракции отложений коренного берега преобладает ильменит (72,5%), за ним следует розовый гранат (9,2%), рутил (6,3%), ставролит (5,5%), кианит (2,7%) и т. д. Наибольшее содержание тяжелой фракции имеет слой 3.

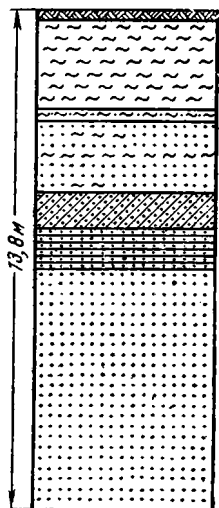


Рис. 1. Строение коренного берега на участке № 1 в районе канавы № 1. Описание см. в тексте

Всего на участке № 1 пройдено три канавы (№ 1, 2 и 3). Все канавы проходились перпендикулярно к берегу от уреза воды до обрыва. Глубина канав определялась уровнем моря.

Канавы № 1 была пройдена у подножья обрыва, в том месте, где изучался состав отложений коренного берега. Канавы № 2 была задана в 2 км к западу от канавы № 1, тоже у подножья крутого обрыва, недалеко от начала пересыпи и лимана. Канавы № 3 расположена в 500 м от канавы № 2 в пределах пересыпи. Мощность пляжевых отложений у коренного берега изменяется от 1 до 1,7 м и постепенно убывает в сторону моря.

Разрез канав приведен на рис. 2. Строение поверхности пляжа у обрывистого коренного берега и пересыпи различны. На пересыпи в морфологии пляжа резко выделяется береговой вал, за которым следует понижение, полого спускающееся к лиману. Береговые валы у крутого берега отсутствуют.

О строении пляжевых отложений на участке № 1 можно судить по следующим разрезам, описанным нами по пройденным канавам.

Вблизи обрыва коренного берега в канаве № 1 они имеют следующее строение.

	Мощность
Светло-желтые среднезернистые пески с пропластками черного шлиха в нижней части толщиной 1—1,5 мм	0,3
Светло-бурые крупнозернистые пески	0,3
Светло-серые мелкозернистые пески с тонкими прослойками черного шлиха в средней части	0,3
Светло-серые среднезернистые пески	0,3
Серые крупнозернистые пески с раковинами	0,3

В средней части канавы № 1 пляжевые отложения имеют несколько иной характер.

	Мощность
Светло-желтые среднезернистые пески	0,3
Те же пески с тонкими прослойками черного шлиха	0,3
Светло-серые мелкозернистые пески	0,3
Плотные серые, слегка глинистые пески	0,3
Светло-серые мелкозернистые пески	0,3

Строение пересыпи в районе берегового вала достаточно хорошо строится разрезом канавы № 3.

	Мощность
Светло-желтые мелкозернистые пески с тонкими горизонтальными пропластками черного шлиха	0,3
Светло-серые крупнозернистые пески с прослоем ракушняка в нижней части мощностью 0,1 м	0,3
Светло-серые среднезернистые пески	0,3

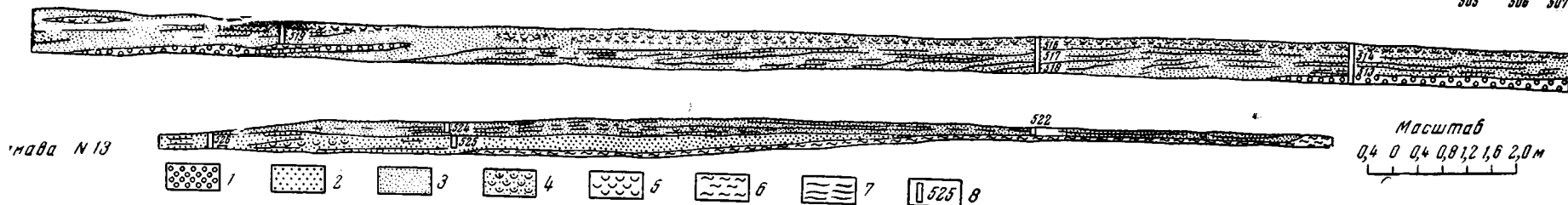
ис. 2. Строение пляже-
ых отложений на уча-
стке № 1

— мелкозернистые пески;
— среднезернистые пески;
— крупнозернистые пески;
— ракушняк; 5 — слегка
глинистые пески; 6 — про-
пластки черного шлиха

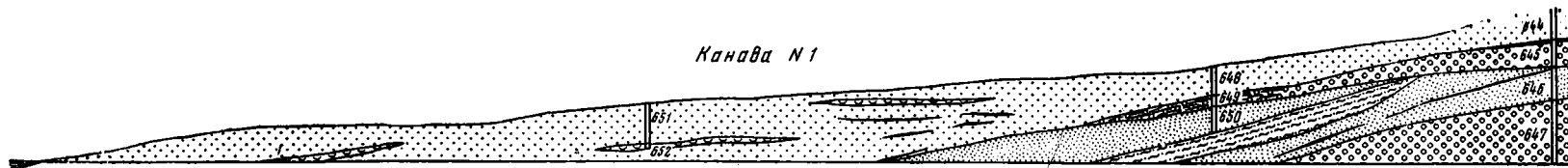
Рис. 3. Строение пляжевых отложений на участке № 2

— крупнозернистые пески; 2 — среднезернистые пески; 3 — мелкозернистые
пески; 4 — пески с раковинами; 5 — ракушняк; 6 — бурые покровные глины;
7 — пропластки черного шлиха; 8 — № пробы

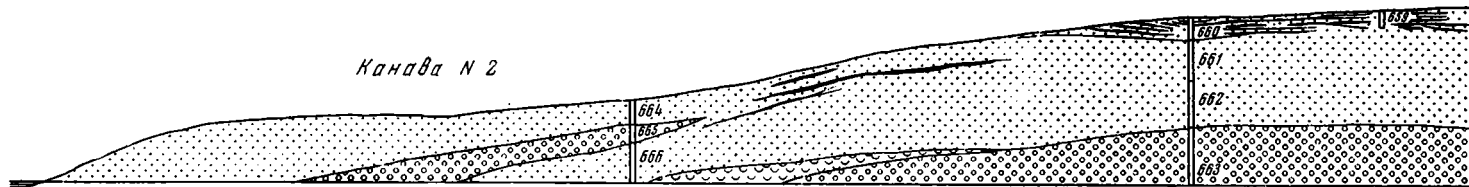
Канавы N12



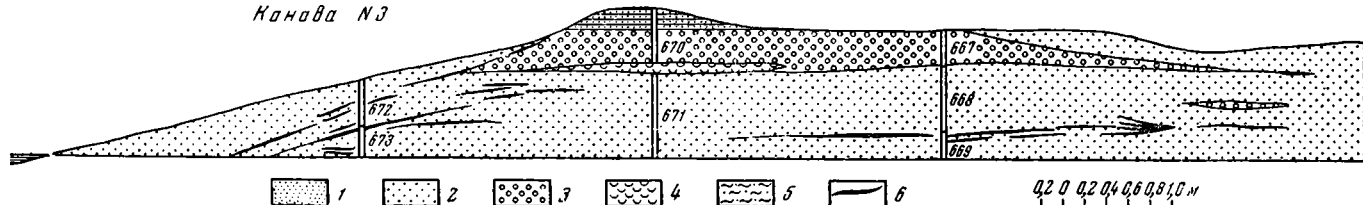
Канавы N1



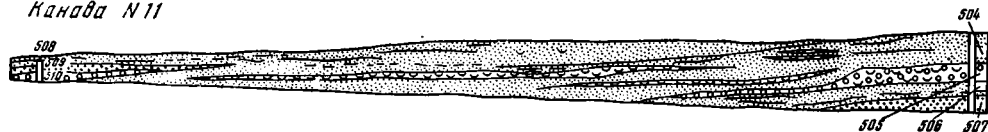
Канавы N2



Канавы N3



Канавы N11



Участок № 2. На этом участке берег моря весьма пологий и коренной берег от моря местами отделен пересыпями. Здесь тоже пройдено три канавы (№ 11, 12 и 13), причем перпендикулярно к берегу моря от уреза воды до берегового вала. Глубина канав определялась уровнем моря.

Канавы № 11 была пройдена в западной части участка на небольшом расстоянии от начала западной косы в районе пересыпи, отделяющей сухое озеро от моря. Канавы № 12 была задана на пересыпи, отделяющей одно из озер от моря к востоку от канавы № 11. Канавы № 13 была пройдена в 2 км к востоку от канавы № 12 в сторону восточной косы. Длина отдельных канав колебалась от 13 до 25 м (рис. 3).

Поверхность пляжа на участке № 2 более пологая, чем на участке № 1. Береговые валы выражены менее отчетливо, чем на пересыпи участка № 1. Вследствие открытого характера берега на участке № 2 развиты эоловые процессы, обуславливающие появление своеобразной ряби и в образовании небольших бугров около береговых валов и растительности. Ширина пересыпей в районе озер достигает 100 м и более. Берега озер, обращенные в сторону моря, весьма пологие, в то время как противоположные характеризуются наличием обрывов высотой 1—1,5 м. Поверхность коренного берега покрыта слоем бурой глины, мощность которой вблизи берега моря достигает 0,15—0,20 м.

О строении пляжевых отложений на участке № 2 можно судить по разрезам, описанным в канаве № 11. Вблизи берегового вала в северной части канавы строение их следующее:

	Мощность, м
Светло-серые мелкозернистые пески с тонкими прослойками черного шпиха	0,5
Серые крупнозернистые пески	0,15
Светло-серые мелкозернистые пески с двумя тонкими прослойками черного шпиха мощностью 1—5 мм	0,15
Серые среднезернистые пески	0,3

В южной части той же канавы вблизи берега моря разрез пляжевых отложений оказался следующим

	Мощность, м
Серые мелкозернистые пески с прослойками черного шпиха в нижней части мощностью 5—6 мм	0,05
Серые среднезернистые пески с тонкими прослойками черного шпиха	0,15
Серые крупнозернистые пески	0,10

В общем отложения на участке № 2 отличаются большей выдержанностью, чем на участке № 1.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛЯЖЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Из приведенных выше описаний разрезов отдельных канав следует, что в строении пляжевых отложений принимают участие мелко-, средне- и крупнозернистые пески, содержащие прослойки ракушняка или отдельные раковины. Наклон слоев обычно в сторону моря под углом 7—8° и лишь у подножья обрыва на участке № 1 имеется несколько более крутой наклон слоев в сторону моря. Переходы между отдельными разновидностями песков довольно четкие. Характеристика отдельных разновидностей песков, составляющих пляжевые отложения на участках 1 и 2, приведены в табл. 1.

Из этой таблицы видно, что гранулометрический состав отдельных разновидностей песков по некоторым канавам колеблется в довольно широких пределах. Так, на участке № 1 изменение среднего размера зерен происходит в пределах от 0,188 мм до 0,465 мм, а коэффициент сорти-

Т а б л и ц а 3

Гранулометрический состав отдельных разностей песков, слагающих пляжевые отложения

Характеристика песков	Номер участка	Номер пробы	Классы крупности, мм											Сумма
			+1,6	+1,0	+0,63	+0,40	+0,315	+0,25	+0,16	+0,10	+0,063	+0,05	+0,05	
Крупнозернистые	1 647	3,040	10,020	20,500	31,206	18,314	10,740	4,790	0,900	0,326	0,064	0,109	—	100
	1 673	0,055	0,657	2,921	12,038	22,821	26,780	29,339	7,747	0,599	0,028	0,015	—	100
	2 515	0,034	0,029	0,084	1,780	10,408	35,618	50,592	1,402	0,053	—	—	—	100
	2 510	5,429	3,359	5,306	14,946	20,448	20,362	27,707	2,286	0,138	0,019	—	—	100
Среднезернистые	1 648	—	0,038	1,579	15,408	27,300	27,577	26,712	1,241	0,091	0,054	—	—	100
	1 672	—	—	0,267	9,184	24,085	27,541	35,325	3,162	0,384	0,034	0,018	—	100
	2 509	3,286	2,406	3,000	7,455	15,552	23,819	40,767	3,571	0,134	0,010	—	—	100
	2 518	0,273	0,190	0,246	4,425	17,343	33,889	42,441	1,129	0,064	—	—	—	100
Мелкозернистые	1 646	—	0,040	1,066	0,138	0,634	2,872	31,985	50,476	11,018	1,011	0,760	—	100
	1 650	—	0,301	2,368	0,400	2,618	7,713	55,609	26,165	3,796	0,455	0,575	—	100
	2 522	—	—	—	0,123	1,776	14,114	73,138	10,176	0,667	—	—	—	100
	2 511	—	—	0,032	0,790	4,697	15,916	62,815	14,295	1,455	—	—	—	100

ки σ колеблется от 0,188 до 0,357. На участке № 2 соответственно имеем $M_a = 0,205—0,392$, а $\sigma = 0,100—0,341$, из чего следует, что здесь отложения несколько более мелкозернистые и лучше сортированные, чем на участке № 1. Это, по-видимому, является следствием более пологой поверхности пляжа на данном участке.

На рис. 4 приведен средний гранулометрический состав песков по отдельным канавам, из которого видно, что состав пляжевых песков значительно отличается от состава отложений, слагающих коренной берег на участке № 1. Эти отложения, с одной стороны, отмечаются большей мелкозернистостью, а с другой — лучшей сортировкой. В них классы крупности +0,25 и +0,16 мм составляют около 70% объема породы, в то время как в канавах № 1, 2 и 3 на эти классы приходится соответственно 47,54 и 62% объема породы; кроме того, отложения, вскрытые канавами, более крупнозернисты. Так, в отложениях коренного берега классы крупности +0,40 и +0,315 мм составляют всего 13,5%, а в канавах они соответственно равны 33,4 и 30%.

Пляжевые отложения в канавах № 11, 12 и 13 на участке № 2 сортированы лучше, чем в канавах на участке № 1. Так, в канавах № 11, 12 и 13 на классы крупности +0,25 и +0,16 мм приходится соответственно 72,7 и 77%, а в канавах № 1, 2 и 3 эти классы составляют всего 47,54 и 62%.

Из этого следует, что пляжевые отложения у крутых берегов сортированы хуже, чем у пологих.

На рис. 5 показано изменение гранулометрического состава пляжевых отложений от основания коренного берега вниз по склону пляжа. Из анализа приведенных диаграмм можно сделать вывод о том, что при разрыве коренного берега на участке № 1 происходит интенсивный вынос мелких частиц и концентрация крупных в пляжевых отложениях. В отложениях коренного берега содержание классов крупности +0,40 и +0,315 мм, равно 13,5%, а в пробах № 644, 648 и 650, взятых в канаве № 1, эти классы составляют 34, 42 и 54%. При этом наилучшая сортировка

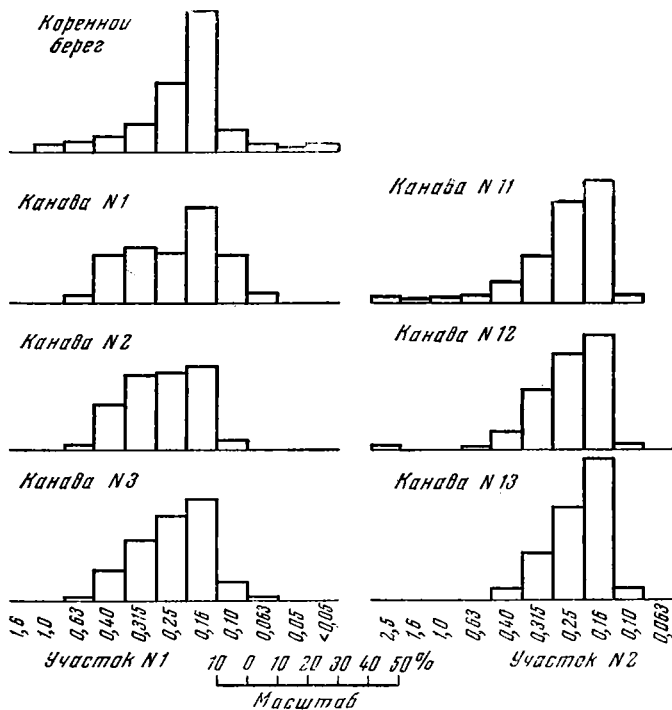


рис. 4. Средний гранулометрический состав пляжевых отложений на участках № 1 и 2

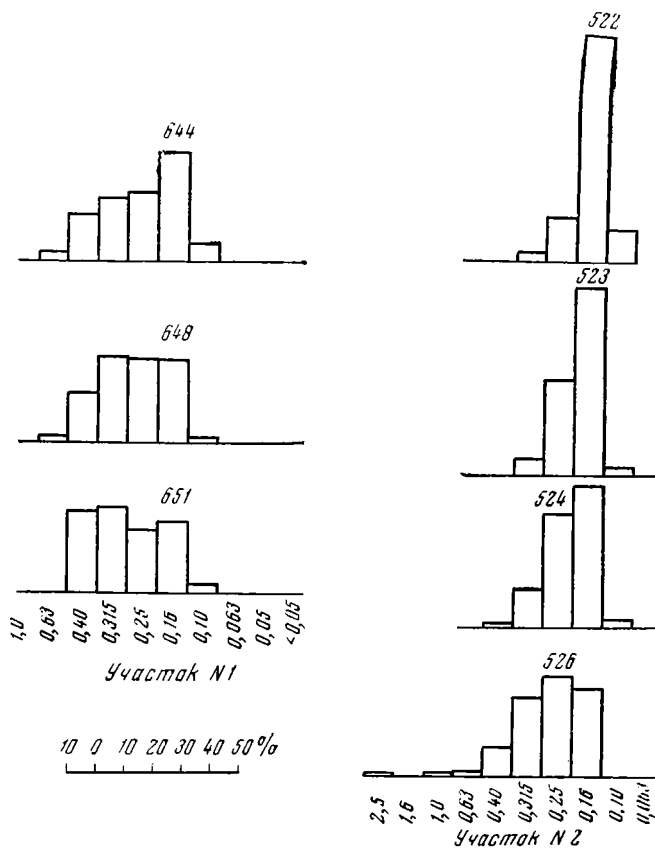


Рис. 5. Изменение гранулометрического состава пляжевых песков вниз по склону пляжа к морю

отложений имеет место у подножья обрыва коренного берега и ухудшается по мере приближения к берегу моря. Это определяется характером динамики волн, разбивающихся в периоды штормов об уступ коренного берега.

Почти аналогичная картина наблюдается на участке № 2. Так, содержание классов крупности $+0,40$ и $+0,315$ мм в пробах № 522, 523, 524 и 526, взятых в канаве № 13, соответственно равно 2, 5, 14 и 35 %, т. е. в этом случае имеет место увеличение крупнозернистости песков от коренного берега в сторону моря. Это подтверждается табл. 4.

Т а б л и ц а 4

*Изменение среднего размера зерен и коэффициента сортировки
пляжевых песков в канаве № 13*

Номер пробы	Расстояние от основания коренного берега в сторону моря, м	Средний размер зерен, мм/ M_d	Коэффициент сортировки, σ
522	0	0,205	0,100
523	3	0,233	0,112
524	12	0,279	0,180
526	15,5	0,313	0,213

На участке № 2 лучше сортированные пески располагаются вблизи берегового вала.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛЯЖЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

На участке № 1 на пляже концентрация тяжелых минералов встречается в форме черных пятен, располагающихся у самого подножья обрыва, а в пределах пересыпи — у основания береговых валов. На всем изученном участке было встречено всего 8—9 подобных пятен размером в $2—3$ м² и лишь в пределах пересыпи их размеры увеличивались до 10×20 м.

В толще пляжевых отложений тяжелые минералы концентрируются в тонких пропластках, имеющих довольно резкие контакты с вмещающими их песками. Концентрация тяжелых минералов в этих пропластках достигает 20—30 %. Мощность их колеблется от 1 до 5—6 мм. Все эти пропластки, за редкими исключениями, встречаются лишь в пределах распространения мелкозернистых песков и местами приурочены к контакту этих песков с более крупнозернистыми. Эти пропластки быстро выклиниваются и по падению и по простиранию и нередко имеют линзовидную форму. Они обычно наклонены в сторону моря и реже располагаются горизонтально; последнее чаще встречается вблизи обрыва коренного берега или у основания берегового вала.

При размыве штормовыми волнами отложений коренного берега в продуктах их переотложения на пляжах происходит значительная концентрация тяжелых минералов. Так, среднее содержание тяжелых минералов в отложениях коренного берега участка № 1 равно $0,109$ кг/м³, а в канавах № 1, 2 и 3 это содержание равно соответственно 5,7, 7,7 и $0,9$ кг/м³. Таким образом, на пляже происходит увеличение содержания тяжелой фракции в несколько десятков раз.

В отношении распределения тяжелых минералов вниз по склону пляжей имеем следующую картину. У самого подножья берегового обрыва проба № 644) содержание тяжелой фракции в песках равно $25,45$ кг/м³

против $0,109 \text{ кг/м}^3$ в отложениях коренного берега, т. е. у подножья обрыва имеет место концентрация тяжелых минералов, более чем в 200 раз превышающая содержание тяжелых минералов в береговых отложениях.

На пляже в направлении к морю концентрация тяжелых минералов резко падает и уже в 3 м от обрыва составляет всего 3% от их содержания вблизи обрыва (проба № 648). Около самого моря тяжелые минералы в пляжевых отложениях полностью исчезают. Отсюда следует вывод, что на участке № 1 при размыве коренного берега тяжелые минералы полностью концентрируются на пляже. Снос их в сторону моря отсутствует.

Заметного измельчения тяжелых минералов в процессе их перемещения по пляжу не наблюдается. Так, наибольшее их содержание и на пляже, и в отложениях коренного берега приходится на классы $+0,16$ и $+0,10 \text{ мм}$.

О миграции тяжелых минералов вдоль берега имеются следующие данные. В отложения канавы № 3, пройденной на пересыпи участка № 1, как указывалось выше, тяжелые минералы могли попасть лишь в результате их перемещения вдоль берега, ибо принос их со стороны моря в этом случае исключается.

Содержание тяжелых минералов в песках канавы № 3 составляет лишь 13,2% от их содержания в канавах № 1 и 2. С учетом этого можно говорить о том, что на участке № 1 перемещение тяжелых минералов вдоль берега происходит в сравнительно небольших размерах. Подобное положение, вероятнее всего, является следствием неблагоприятных климатических условий на участке № 1, где господствующими ветрами являются ветры северо-восточного и восточного (с берега) направлений. В результате этого транспортировка материала вдоль берега сравнительно небольшая и направлена в обратную от пересыпи сторону.

На участке № 2 в пределах канавы № 11, пройденной на пересыпи, отделяющей сухое озеро от моря, на поверхности пляжа у берегового вала наблюдается почти непрерывное обогащение пляжевых песков тяжелыми минералами. Оно прослежено более чем на 2 км в сторону западной морской косы.

В канаве № 12, пройденной также на пересыпи, имеем почти аналогичную картину. Обогащение пляжевых песков вдоль берегового вала прослежено в западном направлении более чем на 800 м, причем интенсивность обогащения постепенно убывает в том же направлении. Здесь имеют место и эоловые процессы, также влияющие на увеличение концентрации тяжелых минералов в пляжевых отложениях за счет выдувания мелких и легких компонентов пляжевых песков. Концентрация тяжелых минералов происходит на подветренной части эоловой ряби на поверхности пляжа.

На южном берегу озера, ограничивающего с внутренней стороны пересыпь, в зоне прибоя, наблюдалась полоса песков, обогащенная тяжелыми минералами. В этой зоне отмечается некоторая дифференциация тяжелых минералов по крупности и удельному весу: в одних местах шлихи имеют розовую окраску из-за преобладания в них розового граната, а в других — черную вследствие обогащения ильменитом.

В западной части участка № 2 в районе канавы № 13 обогащенные тяжелыми минералами полосы вдоль берегового вала прослежена 300 м в восточном направлении. К западу имеются лишь отдельные темные пятна тяжелых минералов, размер и количество которых постепенно уменьшается в этом направлении. На участке № 2, так же как и на участке № 1, толще пляжевых песков тяжелые минералы приурочены к тонким пропласткам мощностью 1—5 мм. Эти пропластки тоже наклонены в сторону моря, но под меньшими углами ($3-5^\circ$), чем на участке № 1.

Содержание тяжелой фракции в песках канав № 11, 12 и 13 соответственно равно 1,38, 0,47 и 5,66 кг/м³; наиболее высокое отмечено при непосредственном размыве отложений коренного берега (канавы № 13) и минимальное — на пересыях, куда тяжелые минералы попадали в результате их транспортировки вдоль берега. Условия транспортировки тяжелых минералов вдоль берега на участке № 2 были близки к условиям на участке № 1.

На участке № 2, так же как и на участке № 1, содержание тяжелых минералов резко уменьшается в сторону моря, т. е. распределение их вниз по склону пляжей почти одинаковое.

Это хорошо иллюстрируется на примере канавы № 13. В пробе № 522, взятой у подножья берегового вала, содержание тяжелой фракции равно 24,01 кг/м³ (100%), в 3 м от нее вниз по склону в пробе № 523 — 2,81 кг/м³ (11,6%), в 12 м от подножья вала в сторону моря в пробе № 524 — 1,50 кг/м³, а в 15,5 м от вала у моря содержание тяжелой фракции равно всего 0,05 кг/м³, т. е. при пологом берегу смыв тяжелых минералов почти не происходит. Отличие участка № 2 от участка № 1 заключается лишь в том, что на первом участке уменьшение тяжелой фракции пляжевых песков вниз по склону происходит более плавно, чем на втором.

На участке № 2 наиболее обогащенным тяжелыми минералами является класс +0,16 мм, за ним следует класс +0,10 мм и т. д.

Ясно выраженной зависимости между содержанием тяжелой фракции и средним размером зерен (M_a) и величиной коэффициента сортировки (σ) установить не удалось.

Пляжевые пески на обоих участках — существенно кварцевые, и лишь изредка в них присутствуют единичные зерна полевых шпатов.

В составе тяжелой фракции обоих участков встречены следующие минералы:

Ильменит — преобладающий минерал тяжелой фракции пляжевых отложений на обоих участках, что хорошо иллюстрируется рис. 6. Содержание его по отдельным канавам колеблется в пределах от 0,3 до 5,85 кг/м³. Присутствует преимущественно в классе +0,16 мм. На участке № 1 ильменит несколько крупнее, чем на участке № 2. Он представлен зернами неправильной формы зернами, иногда с остатками кристаллографических граней. Преобладают слабоокатанные зерна ильменита.

Розовый гранат — второй по распространенности минерал тяжелой фракции пляжевых отложений. Его содержание в канавах колеблется от 0,03 до 4,20 кг/м³. Преобладает в том же классе, что и ильменит, но почти полностью отсутствует в более мелких классах. Цвет розовый, иногда с оранжевым оттенком. Преобладают угловатые обломки и реже — округлые зерна.

Ставролит — довольно широко распространенный в тяжелой фракции пляжевых песков минерал. Его содержание по отдельным канавам колеблется от 0,06 до 1,09 кг/м³. Преобладает в тех же классах, что и предыдущие минералы. Встречается в форме желто-бурых и реже — черных зерен неправильной формы. Изредка встречаются удлиненные обломки кристаллов. В зернах ставролита часты черные точечные включения.

Циркон — минерал, также встречающийся в заметных количествах в тяжелой фракции. Его содержание по отдельным канавам изменяется от 0,01 до 0,5 кг/м³. Преобладает в классе +0,10 мм и лишь в канаве № 13 — больше в классе +0,16 мм. Представлен бесцветными, желтоватыми и светло-розовыми кристаллами и их обломками. Светло-розовые цирконы имеют более округлую форму по сравнению с другими.

Рутил — минерал, содержание которого по отдельным канавам колеблется от 0 до 0,14 кг/м³. Преобладает в классе +0,10 мм. Встречается

в виде овальных и неправильной формы зерен и реже — в форме кристаллов и их обломков. Цвет желто- и красно-бурый, изредка — черный. Окатанность средняя.

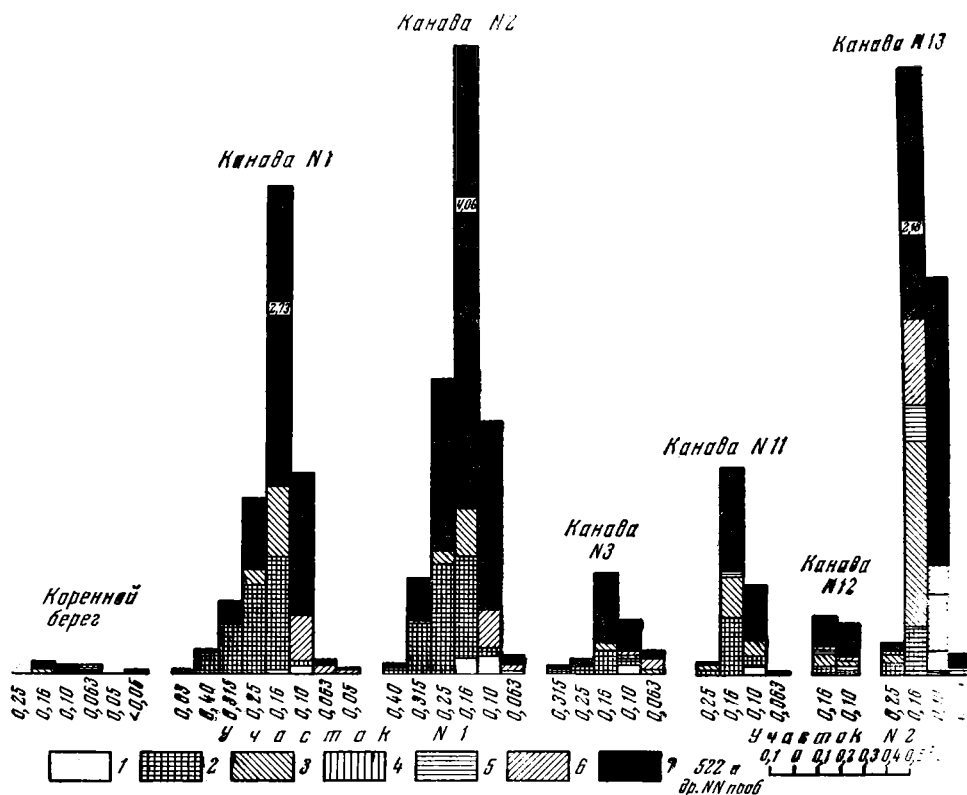


Рис. 6. Изменение минералогического состава тяжелой фракции пляжевых песков по отдельным канавам

1 — рутил; 2 — гранат розовый; 3 — ставролит; 4 — кианит; 5 — турмалин; 6 — циркон; 7 — ильменит

Турмалин — минерал, содержание которого по отдельным канавам колеблется от 0 до 0,16 кг/м³. Преобладает в классе +0,16 мм. Встречается в виде бутылочно-зеленых и реже — черных обломков кристаллов зерен неправильной формы. Окатанность средняя.

Кианит — минерал, содержание которого колеблется от 0 до 0,1 кг/м³. Преобладает в классе +0,10 мм. Встречается в виде обломков кристаллов голубого цвета и реже — бесцветных, полупрозрачных и ватых удлинённых зерен. Иногда в них имеются черные точечные включения. Окатанность средняя.

В виде единичных зерен в тяжелой фракции пляжевых песков встречаются лейкоксен, амфиболы, эпидот, мусковит, андрадит, сфен и ряд других минералов.

Концентрация отдельных минералов по отдельным канавам неоднородна, что достаточно хорошо иллюстрируется табл. 5.

Из этой таблицы следует, что концентрация тяжелых минералов вложениях участка № 1 колеблется в широких пределах. Например, в канаве № 1 содержание рутила по отношению к содержанию его в отложениях коренного берега возросло в 8 раз, а циркона в той же канаве —

Т а б л и ц а 5

Концентрация отдельных минералов в пляжевых отложениях по отношению к содержанию их в осадках коренного берега

Номера канавы	Рутил	Розовый гранат	Ильменит	Ставролит	Циркон	Тяжелая фракция
Канавы № 1 . . .	8,1	120,4	48,0	67,2	120,0	52,3
Канавы № 2 . . .	19,7	116,9	72,4	49,2	94,0	70,2
Канавы № 3 . . .	3,9	15,0	7,3	9,8	34,5	8,1

П р и м е ч а н и е: Содержание отдельных минералов в отложениях коренного берега принято за 1 для каждого минерала.

120 раз и т. д. Это является следствием различных причин — разности удельных весов, формы, величины и т. д.

На рис. 7 показано изменение содержания отдельных тяжелых минералов по пробам канав № 1 и 13. Выше было указано, что содержание

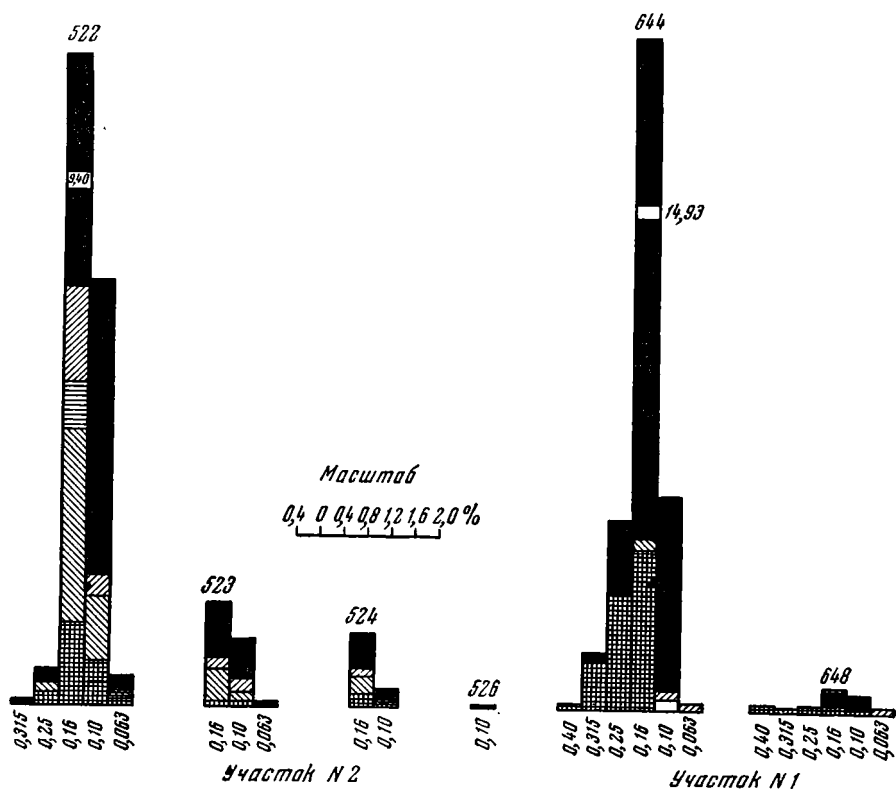


Рис. 7. Изменение минералогического состава тяжелой фракции пляжевых песков вдоль склона от коренного берега в сторону моря. Условные обозначения см. рис. 6

тяжелой фракции резко уменьшается вниз по склону пляжей. Это уменьшение не одинаково сказывается на отдельных минералах, составляющих тяжелую фракцию. О масштабе концентрации некоторых тяжелых минералов у подножья берегового обрыва можно судить по следующим данным, полученным нами по пробе № 644 (содержание каждого минерала

в отложениях коренного берега принято за 1): рутил — 25,3; розовый гранат — 538,8; ильменит — 246,8; ставролит — 29,7; циркон — 97; общий выход тяжелой фракции — 233,5.

Таким образом, ильменит концентрируется у подножья коренного берега в десять раз интенсивнее, чем, например, рутил, и т. д.

О характере изменения содержания отдельных тяжелых минералов по мере их переноса от коренного берега в сторону моря в районе канавы № 1 были получены следующие данные. В пробе 644, взятой у подножья обрыва, содержание каждого минерала было принято за 100%. В пробе № 648, взятой в 3 м от уступа коренного берега, содержание минералов тяжелой фракции оказалось следующим: рутила 6,8; розового граната — 4,2; ильменита — 2,5; ставролита — 11,8; циркона — 15%; общий выход

Таблица 6

Содержание отдельных минералов по канавам на участке № 2, кг/м³

Номер канавы	Рутил	Розовый гранат	Ильменит	Ставролит	Турмалин	Циркон	Тяжелая фракция
11	0,028	0,292	0,768	0,271	0,014	0,006	1,384
12	0,006	0,032	0,301	0,088	0,009	0,027	0,470
13	0,001	0,251	3,537	1,090	0,157	0,525	5,655

тяжелой фракции составил всего 3,1%. Однако уже в 8 м от коренного берега (проба 651) перечисленные минералы и тяжелая фракция в целом полностью отсутствовали.

Таким образом, снос отдельных минералов вниз по склону неравномерный: наибольший у циркона и ставролита и наименьший — у ильменита.

Концентрация отдельных минералов по канавам на участке № 2 тоже весьма неравномерная, что хорошо иллюстрируется табл. 6.

Таблица 7

Содержание отдельных тяжелых минералов по пробам канавы № 13, %

Номер пробы	Расстояние от обрыва, в м	Розовый гранат	Ильменит	Кшанит	Ставролит	Циркон	Тяжелая фракция
522	0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
523	3	10,7	10,5	—	14,8	20,8	11,7
524	12	9,0	5,3	22,2	7,5	8,2	6,2
526	15,5	—	0,2	0,6	0,1	0,7	0,2

Из этой таблицы следует, что несмотря на различный масштаб концентрации отдельных минералов по канавам, соотношение между отдельными минералами по канавам остается примерно одинаковым.

В табл. 7 показан масштаб сноса отдельных минералов района канавы № 13 в направлении от коренного берега в сторону моря. Содержание отдельных минералов в пробе № 522 принято за 100%.

Из этой таблицы следует, что снос отдельных минералов в условиях пологого берега происходит более равномерно, чем в условиях крутого обрывистого берега.

В общем можно констатировать, что и при размыве крутого берега и при размыве пологого, сложенных рыхлыми отложениями, в условиях

северного побережья Черного моря, на исследованных участках, снос тяжелых минералов в море в заметных количествах не происходит. Не наблюдается также и приноса их со стороны моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании всего изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Пляжевые отложения, возникающие в результате размыва крутого и пологого коренного берега, сложенных рыхлыми отложениями, несколько отличаются одни от других. Во-первых, в случае пологого берега образуются более мелкозернистые отложения и лучше сортированные, чем в случае крутого берега, а, во-вторых, пляжи у пологих коренных берегов имеют меньший наклон в сторону моря, чем у крутых.

2. Концентрация тяжелых минералов в обоих случаях происходит на поверхности пляжа, преимущественно в периоды штормов, обычно в форме пятен и — реже полос, располагающихся у подножья обрыва или у подножья берегового вала.

Концентрация тяжелых минералов наблюдается преимущественно в мелкозернистых песках в виде тонких (1—5 мм) прослоек, наклоненных в сторону моря более круто у обрывистых берегов и более полого у пологих. Реже наблюдается рассеянная вкрапленность тяжелых минералов в массе песка.

3. Снос материала в море в условиях исследованных участков северного побережья Черного моря отсутствует.

Миграция тяжелых минералов вдоль берега осуществляется в сравнительно небольших масштабах лишь в периоды штормов и происходит преимущественно у подножья коренного обрыва или берегового вала.

4. Концентрация отдельных тяжелых минералов у подножья коренного берега, а также их миграция вниз по склону пляжа происходит не в одинаковых масштабах. Одни минералы (циркон, ставролит) концентрируются слабее, а другие (ильменит) более интенсивно. Степень их концентрации является функцией величины их удельных весов, формы, размеров и пр. В общем же концентрация тяжелых минералов в пляжевых отложениях по отношению к содержанию их в размываемых рыхлых коренных отложениях измеряется несколькими сотнями процентов.

5. На примере исследованных участков северного побережья Черного моря можно говорить о том, что прибрежно-морские россыщи могут образовываться и за счет абразии коренных берегов, сложенных рыхлыми отложениями. Масштаб возникающих россыпей, помимо физикогеографической обстановки, определяется и богатством размываемых рыхлых отложений полезными компонентами, концентрирующимися в россыпях. Сколько-нибудь крупные россыщи прибрежно-морского происхождения, как правило, не образуются за счет бедных первичных и вторичных источников.

Н. И. ЛЫСЕНКО

**К СТРАТИГРАФИИ ДРЕВНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГАЛЕЧНИКОВ
СТЕПНОГО КРЫМА**

Четвертичные континентальные галечники весьма широко распространены в Степном и Предгорном Крыму. В последнее время, в связи с решением ряда практических народнохозяйственных задач, изучение их продвинулось далеко вперед. Значительным вкладом в стратиграфию четвертичной толщи явились работы М. В. Муратова (1960), В. И. Бабака (1959), К. И. Макова (1946), Г. И. Молявко (1940), С. В. Альбова (1948, 1950), А. И. Дзенс-Литовского (1935, 1951), А. Ф. Слудского (1953), Г. Негребецкого и Н. Семихатовой (1957), Е. В. Львовой (1961) и др.

Однако вопросы стратиграфии и генезиса галечниковых толщ продолжают оставаться еще недостаточно разработанными. В данной статье рассматривается вопрос о месте древнечетвертичной гравийно-галечной толщи Степного и Предгорного Крыма в стратиграфическом разрезе новейших континентальных отложений Крыма.

Эти галечники, окаймляя Предгорный Крым с севера и северо-запада, простираются в виде веерообразно расходящихся полос от устьев рек Кача и Бельбек на крайнем юго-западе до Старого Крыма и Феодосии на востоке (рис. 1). Местами они слагают водораздельные пространства, но по мере удаления от гор погружаются под более молодые аллювиальные отложения. По данным Г. Негребецкого и Н. Семихатовой (1957), эти отложения в Предгорном Крыму встречаются преимущественно на пологих северных склонах Внешней куэстовой гряды, но иногда заходят и в пределы первой продольной межгорной долины и на северные склоны Внутренней куэсты. Некоторые авторы (Бабак, 1959) склонны сопоставлять с ними описанные Н. И. Николаевым (1946 г.) валунно-галечные накопления на горе Присяжной в окрестностях с. Партизанское (б. Мангуш). По мнению С. В. Альбова (1948, 1950), описываемая толща в одних местах залегает на красно-бурых таврских глинах и суглинках, в других — непосредственно на палеогеновых или даже мезозойских отложениях. Мощность толщи весьма различная и колеблется от 1—3 до 10 м.

По вопросу о возрасте этих галечников существует две точки зрения. Одни исследователи, в том числе М. В. Муратов (1960) и В. И. Бабака (1957), датируют возраст толщи нижним плейстоценом и сопоставляют с отложениями чауды. Другие, в частности А. И. Дзенс-Литовский (1935, 1951), С. В. Альбов (1948, 1950), А. Ф. Слудский (1953), Г. Негребецкий и Н. Семихатова (1957), считают их более молодыми древне- или средне-четвертичными. В соответствии с данными Г. Негребецкого и Н. Семихатовой континентальную толщу галечников можно разделить на две части: верхнеплиоценовую и древнечетвертичную.

Взаимоотношения древнечетвертичных и верхнеплиоценовых отложений изучались нами в обнажениях берегового обрыва между устьем

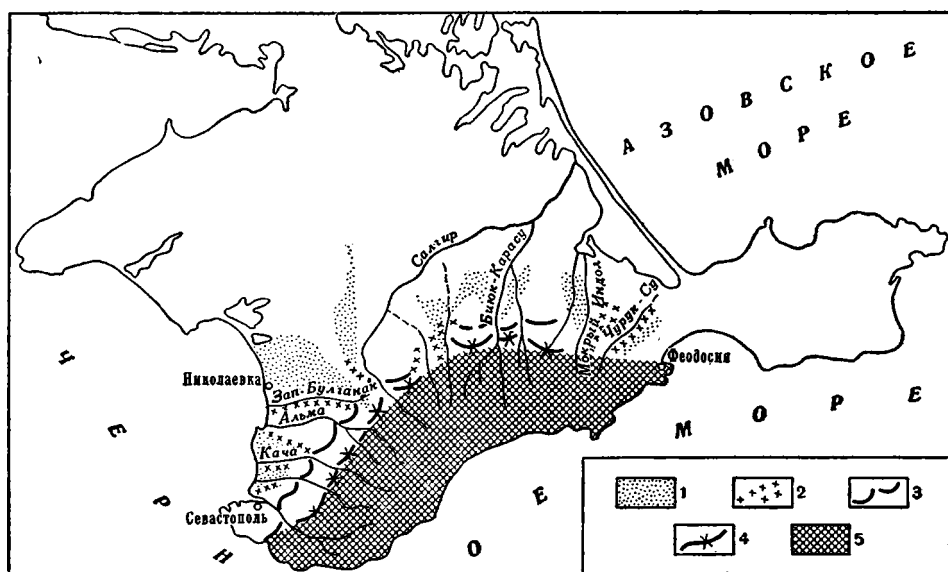


Рис. 1. Схема распространения верхнеплиоценовых и древнечетвертичных галечников в Степном Крыму

1— площади развития древнечетвертичных галечников; 2— площади развития плиоценовых галечников; 3— линия простираания Внешней куэстовой гряды; 4— линия простираания Внутренней куэстовой гряды; 5— горная область Крыма

р. Качи на юге и г. Саки на севере, а также по долинам рек Мокрого Индола и Чурук-Су в восточном Крыму. В разрезе берегового обрыва, в окрестностях с. Николаевки Сакского района удалось установить, присутствие двух этажей разновозрастных и фациально отличных отложений, объединять которые нет оснований. Нижняя часть разреза складается здесь желтовато-бурыми, иногда косослоистыми, сильно опесчаненными пролювиальными суглинками, красно-бурыми глинами и линзами песчаника субаэрального происхождения. По находкам в них *Mastodon arvernensis* Cr. et Job. (Соколов, 1882). *Hipparion mediterraneum* Hensel. (Фохт, 1887), а также *Mastodon* (*Tetralophodon*) aff. *longirostris* Caup., *Hipparion* sp., обнаруженных нами в 1959 г., они могут быть с уверенностью отнесены к среднему и в какой-то мере к верхнему плиоцену (таврская свита, по М. В. Муратову, 1954). В юго-восточном направлении, по мере приближения к горной зоне, эта толща фациально замещается отложениями галечников, суглинков и красно-бурых глин, развитых на водораздельном пространстве рек Альма и Западный Булганак. Верхняя часть разреза здесь складается толщей галечников и рыхлых конгломератов (до 10 м), залегающих на размытой поверхности нижней толщи. По довольно частым находкам *Elephas meridionalis* Nesti, возраст этой толщи должен быть отнесен к раннему плейстоцену или эоплейстоцену (по В. И. Громову, 1954). Как правило, это — грубые, несортированные, средне- и плохоокатанные галечники и рыхлые конгломераты, среди которых нередко встречаются отдельные глыбы размером до 0,5 м. В основной массе преобладают обломки размерами до 10 см. Цемент песчано-суглинистый, коричневатый-серый, сильнокарбонатный. Правильное расположение галек не наблюдалось. Отмечается заметная сгруженность их, хаотичность расположения, отсутствие слоистости. Признаки неясной слоистости можно обнаружить лишь по прослоям более плотных и более рыхлых галечников, а также по редким линзам песка и гравия. В большин-

стве случаев почти две трети обломочного материала состоит из верхнеюрских известняков и одна треть — из песчаников, глинистых сланцев, кварца, кремня и других пород. Но это не является общим правилом, так как в древнечетвертичных отложениях левого склона долины р. Салгир (район Симферопольской ГРЭС), например, преобладают гальки песчаника, кристаллических сланцев, кварца, а гальки из верхнеюрских известняков занимают подчиненное место. Контакт между толщ

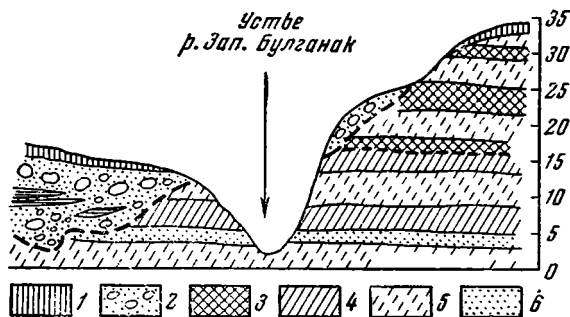


Рис. 2. Геологический разрез обнажения в устье р. Западный Булганак

1 — почвенный слой; 2 — древнечетвертичные галечники; 3 — слои красно-бурых глин; 4 — слои коричневато-бурых глин; 5 — пролювиальные суглинки; 6 — песчаники; линия контакта древнечетвертичных и плиоценовых отложений

галечников и подстилающими красноцветными песчано-глинистыми отложениями, как отмечалось выше, очень резкий. На поверхности подстилающей толщи наблюдаются глубокие карманы, выполненные галечниками перекрывающей толщи. Именно на такой характер взаимоотношений между древнечетвертичными галечниками и плиоценовыми пестроцветными указывают Г. Негребецкий и Н. Семихатова (1957) для района долины Мокрого Индола и Чурук-Су. Глубина эрозионного размыва в западном Крыму при устье р. Западный Булганак достигает 25—30 м, а в восточном Крыму, в долине р. Мокрый Индол, не менее 15—20 м (рис. 2).

В юго-западной части полуострова, простираясь к берегу моря, галечников обнажается в береговом обрыве, где можно наблюдать полный разрез древнечетвертичных галечников и их взаимоотношений с верхнеплиоценовыми, отмеченное выше. В юго-восточном направлении галечниковая толща простирается вдоль правого склона р. Западный Булганак, а у с. Емельяновка переходит на ее левый склон, где слагает эрозионно-аккумулятивную террасу; высота последней у с. Прятановка составляет 96 м над руслом р. Альмы.

Переход древнечетвертичных галечников в шестую надпойменную террасу р. Альмы имеет большое стратиграфическое значение. Это позволяет рассматривать отложения шестой надпойменной террасы Альмы и древнечетвертичные галечники генетически взаимосвязанными и датировать возраст их ранним плейстоценом (по находкам *Elephas antiquus* Nesti).

Другой особенностью этого района является наличие песчаников, простирающихся от берега моря (район с. Береговое) вдоль левого склона долины р. Западный Булганак и распадающихся

на более высоких абсолютных отметках, чем древнечетвертичные галечники. На крайнем юго-востоке, орографически совпадая с Внешней куэстовой грядой, верхнеплиоценовые галечники образуют возвышенное плато Кизил-Джар. На восточном обрывистом склоне плато имеются полные разрезы этой террасы. По данным Б. А. Федоровича (1929), мощность переслаивающихся галечников, конгломератов, сутлинок и глин здесь достигает 35 м. Однако специальные наблюдения показывают, что мощность плиоценовой толщи здесь несколько завышена названным автором и составляет не более 20 м.

Плиоценовая аллювиально-пролювиальная толща ложится здесь на размытую поверхность майкопских глин. По мере простирания к северо-западу мощность верхнеплиоценовых отложений возрастает до 30 м у с. Кольчугино (б. Булганак) и 35 м у с. Береговое (б. Замрук). В этом же направлении увеличивается в разрезе плиоценовой толщи количество глинистых и суглинистых прослоев и уменьшается количество прослоев галечников. Наконец, в разрезе берегового уступа у с. Береговое галечные слои отсутствуют вовсе и замещаются гравелитами, песками, коричневато-бурыми и красными суглинками и глинами.

Учитывая региональное значение верхнеплиоценовой толщи галечников, развитой не только на междуречье Западного Булганака и Альмы, но и в других местах Степного Крыма, о чем речь будет идти ниже, мы считаем возможным к аналогичным отложениям применять название «кизилджарская толща», или «кизилджарская терраса» (Бабак, 1957).

Аналогичное вышеописанному взаимоотношение древнечетвертичных галечников и кизилджарских отложений можно наблюдать в обнажениях левого и правого склонов долины р. Мокрый Индол в окрестностях сел Золотое Поле, Ястребки, Львовское. Здесь кизилджарские отложения обнажаются только на правом склоне долины и слагают водораздел рек Мокрого и Сухого Индола. Южный край поверхности кизилджарских отложений примыкает здесь непосредственно к северному склону Внутренней куэстовой гряды на высоте около 175 м над ур. м. и возвышается над дном долины Мокрого Индола у д. Долинная, почти на 80 м.

Верхнеплиоценовые отложения кизилджарской толщи имеют хорошие обнажения у с. Ястребки (б. Челеби-Эли). Здесь они образуют толщу характерного четкого переслаивания коричневато-бурых и красноватых глин, суглинков, галечников, конгломератов и песчаников. Слои хорошо выдерживаются по простиранию и по разрезу. По положению в разрезе и внешнему облику эти отложения весьма близко напоминают кизилджарские отложения на водоразделе рек Альмы и Западного Булганака.

Сказанное подтверждается находкой в 1963 г. в обнажении карьера в районе с. Золотое Поле остатков мастодонта, представленных четырьмя бивнями. Отмеченные остатки были расположены на глубине 19,6 м от поверхности террасы в толще коричневато-бурых глин, переслаивающихся с мелкогалечными конгломератами.

По мере простирания толщи верхнеплиоценовых галечников в северо-восточном направлении наблюдается их погружение под более молодые древнечетвертичные отложения и, в пределах Присивашья, замещение таманскими морскими слоями (Бабак, 1959).

Древнечетвертичные галечники, как уже было сказано, располагаются в основном на левом склоне, на водораздельном пространстве Восточного Булганака и Мокрого Индола, на высоте около 55 м над руслом Мокрого Индола (с. Львовское).

Здесь так же, как и в юго-западном районе Степного Крыма, толща древнечетвертичных галечников залегает на размытой поверхности плиоценовых отложений, отличаясь отсутствием слоистости, крупными разме-

рами, слабой окатанностью обломков. На распаханной под плантацию виноградника площади междуречья, вдоль Старокрымской дороги, можно почти повсеместно видеть огромные полуокатанные глыбы и валуны верхнеюрских известняков, достигающих размеров свыше 0,5 м в поперечнике. Видимая мощность толщи, судя по обнажениям в карьерах, составляет около 5 м.

Восточнее, на правом склоне долины Чурук-Су (5 км к северу от г. Старого Крыма, с. Изюмовка), можно также отчетливо наблюдать в разрезе многочисленных обнажений наличие двух толщ: верхнеплиоценовой, представленной частым чередованием красно-бурых глин, коричневато-бурых суглинков, галечников и конгломератов видимой мощностью около 25 м, и древнечетвертичной, представленной грубыми несортированными галечниками и конгломератами мощностью от 3 до 5 м.

Интересно отметить, что и здесь отложения древнечетвертичных галечников залегают на неровной размытой поверхности плиоценовых отложений.

Касаясь вопроса о генезисе этих галечников, следует заметить, что А. И. Дзенс-Литовский (1951) и А. С. Ковалевский считают их флювиогляциальными отложениями.

По мнению А. И. Дзенс-Литовского, во время их образования Крымские горы представляли собой грандиозные горные сооружения с высокими скалистыми вершинами и ледниками, спускавшимися по общему наклону гор в северном и северо-западном направлении в сторону Степного Крыма. Громадные массы грубых, не сортированных галечников с отдельными глыбами верхнеюрских известняков, по мнению этого автора, могли быть принесены только потоками ледниковых вод, стекавших с северного склона пра-Крымских гор в начале четвертичной эпохи.

Однако современные данные не позволяют согласиться с этим мнением. Анализ материалов В. И. Бабака (1959) об амплитуде суммарных врезов речных долин, начиная со времени их заложения (после сармата) и до конца верхнего плиоцена, достигающей порядка 200—300 м, позволяет утверждать, что высота Крымских гор к концу верхнеплиоценовой эпохи была не только не выше современной, но на 300—400 м ниже.

По данным М. В. Муратова (1951), Крымские горы за последующий четвертичный этап развития Горного Крыма испытали поднятие на величину в 400—600 м.

Образование покровных галечников в раннечетвертичную эпоху, по видимому, не было чисто крымским явлением. По мнению В. Г. Бондарчука (1959, стр. 630), ...«завершение образования красно-бурых глин и начало нового этапа развития четвертичной осадочной толщи знаменует собой отложение галечников, широко распространенных в Прикарпатье и в долине Днестра, на северных склонах Донецкого Кряжа и в Приазовье, в Кривом Роге и Кременчуге».

Надо полагать, что в Горном Крыму наступление этой, особо влажной эпохи по времени совпало с этапом общего интенсивного сводового выдымания. Поднятия испытывали не только осевая часть Горного Крыма и зона Предгорья, но и прилегающая к ним с севера низменная равнина, хотя интенсивность этих движений в различных местах была различной. Предгорная равнина, выстланная красно-бурыми глинами, галечниками и суглинками, в результате этих поднятий приобрела слабонаклонное, поднимающееся к югу и погружающееся к северу положение.

Поднятия крымского свода в конце верхнеплиоценовой эпохи являлись необходимой предпосылкой для образования более крутой плиоценовой поверхности аккумуляции в Предгорном и Степном Крыму, с одной стороны, и усиленного врезания речных долин и выработки новой эрозион-

но-аккумулятивной поверхности на более низком гипсометрическом уровне — с другой (рис. 3).

По мнению Г. Негребецкого и Н. Семихатовой (1957), С. В. Альбова (1948—1950), А. И. Дзэнс-Литовского (1951) и других исследователей, толща характеризуемых галечников отлагалась ранее, чем сформировалась современная гидрографическая сеть и куэстовые гряды и поэтому связи их с современными речными долинами подметить не удастся.

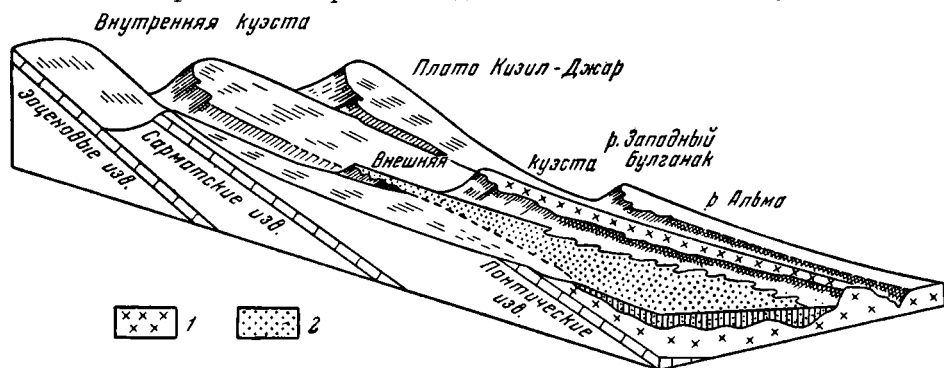


Рис. 3. Блок-диаграмма, изображающая взаимоотношение поверхностей древнечетвертичных галечников и плиоценовых отложений в юго-западной части Степного Крыма

1 — распространение плиоценовых галечников; 2 — распространение древнечетвертичных галечников

Данные наших полевых наблюдений, напротив, устанавливают самую тесную связь между формированием современной гидрографической сети и древнечетвертичных галечников и позволяют рассматривать их как продукты, коррелятивные эрозии в Горном Крыму. Всюду, где древнечетвертичные галечники заходят в пределы куэстовых гряд и межгрядовых продольных понижений, их поверхности всегда оказываются расположенными ниже вершин куэстовых гряд. Площади древнечетвертичных галечников, как правило, приурочиваются к местам прорыва куэстовых гряд речными долинами и территориально тяготеют к ним.

Недостаточно обоснованным, по нашему мнению, является утверждение Г. Негребецкого и Н. Семихатовой, сделанное на основании единичной находки в составе галечников гранитной гальки, о том, что потоки, отложившие описанные галечники, брали свое начало не с современных Крымских гор, а с пра-Крымских, существовавших в плиоцене на месте Черного моря.

Нам кажется, что для объяснения этого факта нет необходимости ссылаться на гипотетическую сушу, ныне покоящуюся на дне Черного моря, к югу от Крымских гор. Гранитные гальки могли быть вынесены водными потоками вдоль существовавших уже в то время речных долин из оксфордских или среднеюрских конгломератов, в составе которых, как известно, гранитные гальки не являются редкостью.

Изложенные выше данные позволяют, по нашему мнению, сделать следующие выводы:

1. В стратиграфическом разрезе континентальной толщи Степного и Предгорного Крыма, помимо широко развитых четвертичных речных террас, можно выделить два горизонта галечников: верхнеплиоценовый и древнечетвертичный.

2. На основании условий залегания отложений древнечетвертичных галечников, их широкого распространения и значительной мощности можно предположить, что накопление этих отложений происходило в

течение длительного времени в сходных физико-географических условиях. Учитывая это, мы считаем возможным выделить древнечетвертичные галечники в особый стратиграфический горизонт, соответствующий «николаевской толще» В. И. Бабака (1957).

3. Широкое распространение древнечетвертичных галечников на территории Степного и Предгорного Крыма, позволяет нам думать, что этот горизонт может служить особым маркирующим горизонтом, характеризующим в разрезе переход от верхнеплиоценовых отложений к четвертичным.

4. Древнечетвертичные галечники не являются покровными отложениями ледниковой деятельности, так как приурочены на территории Предгорья к речным долинам и лишь к северу, за пределами Внешней гряды, отлагаясь временными водотоками, они сформировали на низинах огромные конусы выноса, или сухие дельты (Николаев, 1946) и в настоящее время покрывают водораздельные пространства.

ЛИТЕРАТУРА

- Альбов С. В. К вопросу о происхождении трех гряд Крымских гор.— Докл. АН СССР, 1948, 62, № 4.
- Альбов С. В. О происхождении четвертичных галечников Степного Крыма.— Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1950, вып. 15.
- Бабака В. И. Неотектоника Крыма.— Автореф. канд. дисс. М., 1957.
- Бабака В. И. Очерк неотектоники Крыма.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34 (4).
- Бондарчук В. Г. Геология Украины.— Изд-во АН УССР, 1959.
- Громов В. И. История четвертичной фауны СССР.— В кн.: Методич. руководство по изуч. и геол. съемке четверт. отложений. ч. I. Госгеолтехиздат, 1954.
- Дзеньс-Литовский А. И. Геология района Сакского озера.— В сб. «Саки — курорт», Крымгосиздат, 1935.
- Дзеньс-Литовский А. И. Было ли оледенение Крымских гор.— Докл. АН СССР, 1951, 76, № 6.
- Лысенко Н. И. К вопросу о террасах Салгира.— Изв. Крымск. отдела Геогр. об-ва, 1961, вып. 6.
- Лысенко Н. И. О новой находке гиппариона из плиоцена Крыма.— Палеонтол. в 1960, № 3.
- Лысенко Н. И. Mastodon (Tetralophodon aff. longirostris Caup.) з плиоценових відкладів Криму — Збірник праць зоологічного музею, АН УССР, 1962, № 31.
- Маков К. И. Короткий гидрогеологический нарис Степового Криму.— Геол. ж. АН УССР, 1946, 8, № 2.
- Молявко Г. И. Новые данные по геологии Присивашья.— Труды Конфер. по проблематике Сиваша. Изд-во АН УССР. Киев, 1940.
- Муратов М. В. Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря.— Сб. памяти А. Д. Архангельского, Изд-во АН СССР, 1951.
- Муратов М. В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, № 1.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, 1960.
- Негребецкий Г., Семихатова Н. О верхнетретичных и четвертичных галечниках Степного и Предгорного Крыма.— Землеведение, 1957, 4.
- Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946а, 21, вып. 4.
- Николаев Н. И. О возрасте рельефа Горного Крыма.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1946б, № 8.
- Сokolov Н. А. Mastodon arvernensis и Hipparion gracile из третичных образований Крыма.— Труды СПб., об-ва естествоиспыт., 1882, XVIII.
- Слудский А. Ф. Древние долины Салгира.— Изв. Крымск. отд. ВГО, 1953, № 1.
- Попов Г. И. О возрасте и генезисе скифских глин юга Европейской части СССР.— Труды Новочеркасск. политехн. ин-та, 1948, XVII (XXXI).
- Федорович Б. А. К вопросу о террасах в долинах Качи и Альмы в Крыму.— Труды АН СССР, 1929, № 3.
- Фохт К. К. О третичных отложениях юго-западного Крыма.— Труды СПб. естествоиспыт., 1887, XVIII, вып. 1.

В. Е. ГАРУТТ, И. Н. САФРОНОВ
НАХОДКА СКЕЛЕТА ЮЖНОГО СЛОНА
ARCHIDISKODON MERIDIONALIS (NESTI)
БЛИЗ г. ГЕОРГИЕВСКА (Северный Кавказ)

В августе 1960 г. в песчаном карьере кирпично-черепичного завода близ г. Георгиевска Ставропольского края (Северный Кавказ) был найден скелет южного слона *Archidiskodon meridionalis* (Nesti).

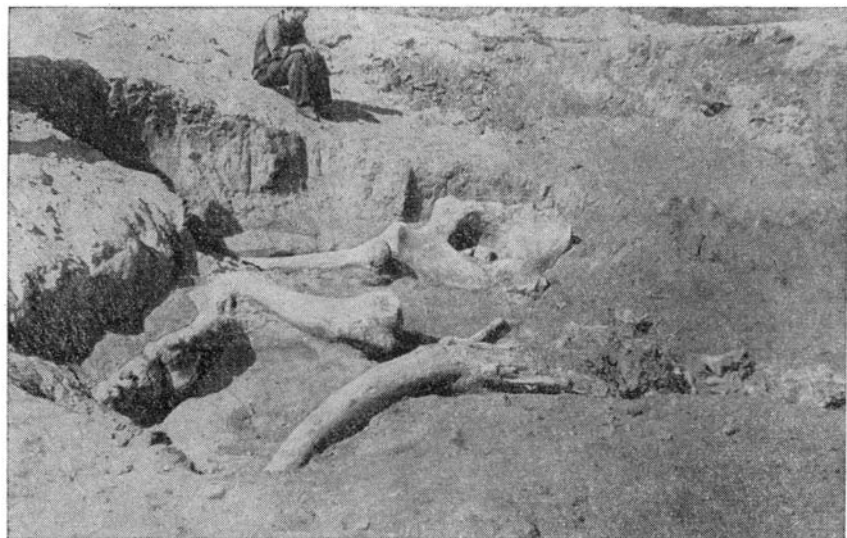


Рис. 1. Залегание костей скелета южного слона *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) в песчаном карьере близ г. Георгиевска (фото Г. А. Пономаревой)

Раскопки скелета производились участниками специальной экспедиции Ставропольского и Пятигорского краеведческих музеев¹. В результате работ этой экспедиции был извлечен и доставлен в Ставрополь почти полный скелет слона. Отсутствующие правая передняя конечность и левая оказались, по-видимому, разрушены в процессе разработки песка, с того, как скелет был замечен рабочими.

Скелет слона найден в первичном залегании (рис. 1). Об этом свидетельствует тот факт, что все кости животного, включая даже самые мелкие элементы кисти и обеих стоп, находились в анатомическом порядке; слон

¹ В работе экспедиции принимали участие научные сотрудники Ставропольского музея Г. А. Пономарева и Н. В. Столбцов, а от Пятигорского музея — Е. Е. Ивашнев и Э. М. Мокринский.

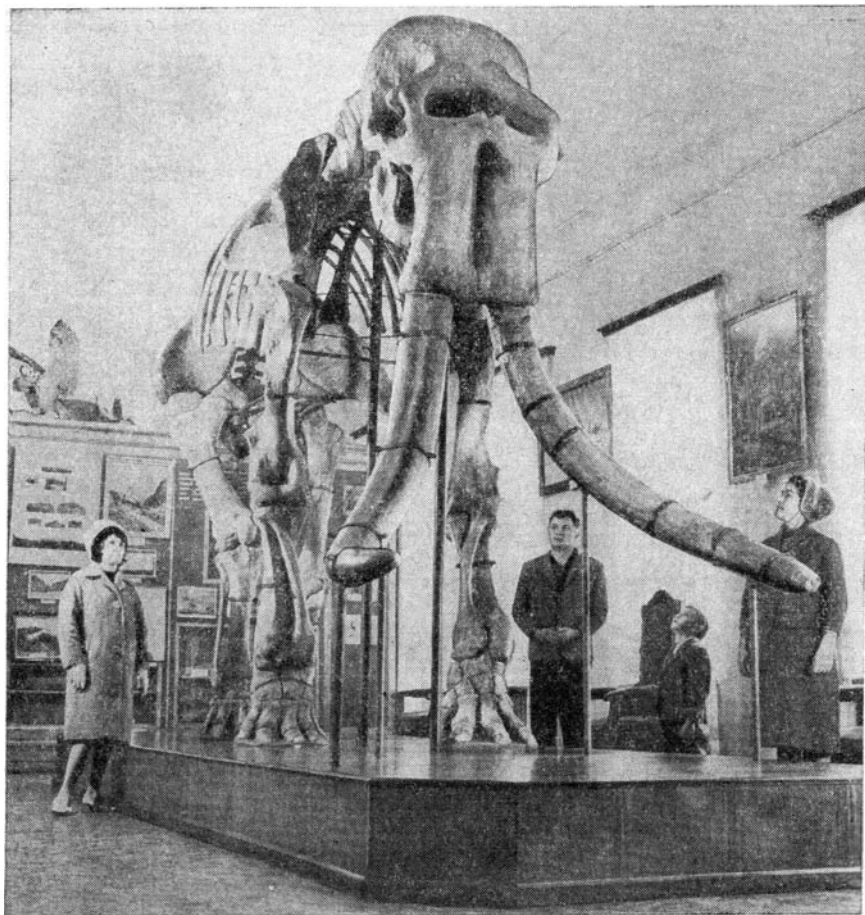


Рис. 2. Монтированный скелет южного слона *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) из песчаного карьера близ г. Георгиевска в Краеведческом музее Ставрополя-на-Кавказе (фото П. И. Мохонского)

покоился на левом боку, с запрокинутой головой и левой передней конечностью, изогнутой в локтевом суставе.

В 1962 г. скелет был смонтирован в Краеведческом музее г. Ставрополя (рис. 2)².

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ СКЕЛЕТА И СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СЛОНА

Скелет принадлежит взрослому животному, у которого функционируют последние коренные зубы — МЗ. Крупные размеры этого слона. Наличие у него хорошо развитых мощных бивней, а также сильно выступающей подбородочной части нижней челюсти, могут служить указанием на принадлежность остатков самцу.

² Работы по консервации, реставрации и монтажке скелета проводились в общем руководством ст. научного сотрудника Зоологического института АН СССР В. Е. Гарутта при ближайшем участии скульпторов И. Н. Хитрова и А. А. Косовичкова (Художественно-производственные мастерские Ленинградского Отдела Худфонда РСФСР). В работе по монтажке принимали участие слесарь-механик В. И. Красников и электросварщик А. П. Иванченко.

Позвонки и ребра. Сохранился шейный отдел позвоночника (7 позвонков), 10 грудных позвонков (из 19), 3 поясничных (из 4) и крестец, а также почти все ребра.

Череп. Доставлен в сильно разрушенном состоянии. Сохранившиеся фрагменты (несколько десятков) позволили произвести реконструкцию всего черепа (рис. 2).

Межчелюстные кости (intermaxillare), образующие у слонов альвеолы бивней, имеют у георгиевского слона Х-образную форму, т. е. их ширина у основания (на уровне подглазных отверстий) и внизу (на уровне внешних краев альвеол) больше, чем ширина в средней части (рис. 3). Подобным строением межчелюстных костей характеризуются слоны генетической линии Archidiskodon — Mammuthus, а также Phanagoroloxodon (Гарутт, 1954, 1957, 1958). Для того чтобы установить, представителю какого именно из упомянутых родов принадлежит череп, необходимо рассмотреть строение других отделов черепа, в частности плоскости лба. У слонов — представителей линии Archidiskodon — Mammuthus, плоскость лба узкая, вогнутая в продольном (сагиттальном) направлении, прямая или слабовыпуклая в поперечном (трансверзальном). У Phanagoroloxodon лоб относительно более широкий, вогнутый не только в продольном, но и слегка в поперечном направлениях (Гарутт, 1954, 1957, 1958).

У георгиевского слона сохранилось несколько кусков от поверхности лба. По их форме можно заключить, что плоскость лба этого слона была в поперечном направлении слегка выпуклая и вогнутая в продольном. Таким образом, на основании всех данных строения черепа слон из Георгиевска может быть определен как Archidiskodon или его потомок — Mammuthus.

Бивни. Полностью сохранившийся правый бивень имеет длину (измерена по большой кривизне) — 320 см. Наибольший его диаметр (у основания) — 30,0 см, наименьший (там же) — 23,8 см. Бивень имеет хорошо выраженную спиральную изогнутость (рис. 2), что является характерным признаком для слонов линии Archidiskodon — Mammuthus, а также для Phanagoroloxodon. Поскольку принадлежность остатков к Phanagoroloxodon исключается, остановимся на различии в строении бивней Archidiskodon и Mammuthus. Спиральная изогнутость бивней у архидискодонтов выражена менее сильно, чем у мамонтов, вследствие чего их бивни по выходе из альвеол не так сильно «раскинуты» в стороны и загнуты вверх, как это имеет место у мамонтов, а более направлены вперед. Постановка бивня в черепе георгиевского слона свидетельствует о его принадлежности к роду Archidiskodon (рис. 2).

Нижняя челюсть (рис. 3). Низкая, сильно вытянутая в продольном направлении. Подбородочный роstrum очень сильно выступает, что является характерным признаком нижней челюсти архидискодонтов, в особенности у самцов; у самцов мамонтов соответствующая часть челюсти более тупая и короткая (Корниец, 1959).

Коренные зубы (рис. 3, а, б, в). В черепе георгиевского слона находятся предпоследние — М 2 и последние М 3 коренные зубы. Промеры этих зубов приведены в табл. 1.

На основе данных строения зубов слон из Георгиевска может быть отнесен к виду Archidiskodon meridionalis (Nesti) — раннему и наиболее примитивному представителю рода Archidiskodon.

Изучение остатков Archidiskodon, в частности их зубов, разного геологического возраста, показывает, что за время своего существования эти животные претерпели значительные изменения.

Остатки самых древних Archidiskodon происходят из отложений, датруемых верхним плиоценом. В Советском Союзе такие слоны были

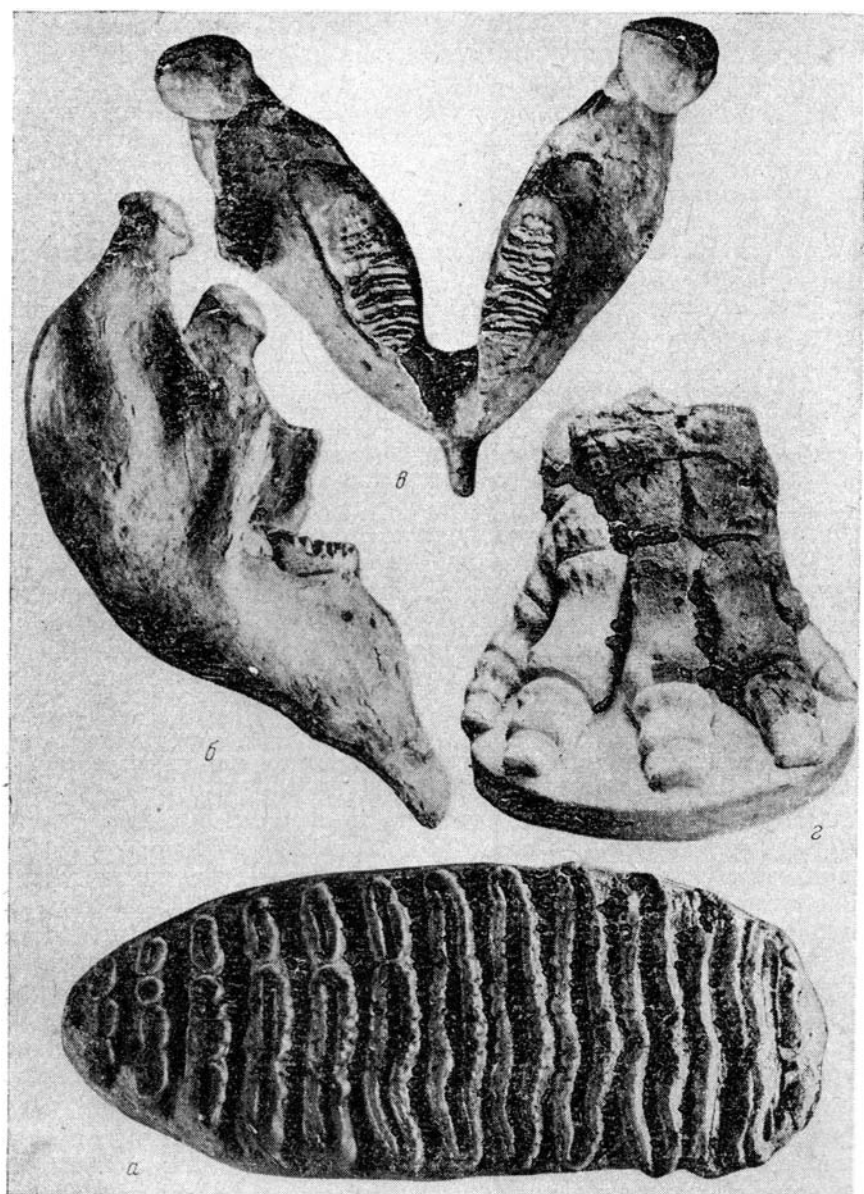


Рис. 3. Южный слон *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) из песчаного карьера близ г. Георгиевска (фото А. А. Коренькова)

а — последний правый верхний коренной зуб М₂; б, в — нижняя челюсть с М₂ и М₁; г — левая кисть

найжены в Ростовской области (Хапровский и Ливенцовский песчаные карьеры, ст. Морская и др.), Грузии (мыс Тарибана в Южной Кахети). Часто остатки таких слонов находили вместе с костями стеноновой лошади *Equus stenorhinus*, гиппариона — *Hipparion* sp., овернского мастодонта *Anancus arvernensis*, верблюда — *Camelus allutensis* и другими представителями так называемого хапровского фаунистического комплекса (Гарутт, 1948; Янькова, 1959).

Находки более поздних *Archidiskodon*, происходящие из отложений верхов верхнего плиоцена, известны с Таманского п-ова (Цимбал и др.), северного побережья Азовского моря (Бердянск, Ногайск) и других мест. Кости этих слонов найдены вместе с остатками зюссенборнской лошади — *Equus süssenbornensis*, кавказского эласмотерия — *Elasmotherium caucasicum* и рядом других представителей так называемого таманского фаунистического комплекса (Громов, 1948; Верецагин, 1959).

Таблица 1
Последние коренные зубы (МЗ) южного слона

Промеры, см	Георгиевский карьер, Ставропольский музей		Тарибана (Грузия), Институт палеобиологии АН Груз. ССР		Хапровский карьер, ГИН АН СССР 132/1	Хапровский карьер, Ростовский пед. ин-т	Ливенцовский карьер, Ростовский музей № 113
	М ³	М ₃	М ³	М ₃	М ³	М ₃	М ³
Длина коронки	26,7	25,2	29,4	27,8	24,2	26,0	24,6
Ширина коронки	10,4	9,8	12,0	10,7	10,6	10,3	10,2
Высота коронки	— ¹	14,0	11,5	— ²	12,0	— ²	— ¹
Количество пластин (на 10 см)	13+Т	13	12+Т	11	12+Т	11	12
Толщина эмали	0,35—0,37	0,25	0,38—0,40	0,32—0,37	0,35—0,50	0,30—0,38	0,29—0,30

Таблица 1 (окончание)

Промеры, см	Ст. Морская, ЗИН АН СССР	С. Обиточное (окр. г. Ногайска) ЗИН АН СССР		Бердянск, ЗИН АН СССР	Бердянский карьер, Зукалова Балка, Бердянский музей	Цимбал, Краснодарский музей
	М ₃	М ³	М ₃	М ³	М ³	М ₃
Длина коронки	29,5	30,2	28,0+? ²	28,5	29,1	24,5+? ³
Ширина коронки	9,9	12,2	10,8	11,9	9,8	10,6
Высота коронки	12,6	16,1	— ²	15,3	13,5	14,2
Количество пластин (на 10 см)	12+Т	16+Т	13+? ²	14+Т	14+Т	9+? ³
Толщина эмали	0,37—0,42	0,30—0,38	0,32—0,40	0,28—0,30	0,30—0,35	0,38—0,40

¹ В связи с сильной стертой коронки установить ее первоначальную высоту не представляется возможным.

² Зуб находится в челюсти.

³ Часть коронки отсутствует.

Обе формы слонов — древняя и поздняя — хорошо различаются по строению своих зубов (см. табл. 1). У древних слонов, по сравнению с поздними, коронка зуба более низкая, общее число пластин и их частота (на 10 см) меньше, чем у поздних.

Данные о строении зубов слона из Георгиевска (высота коронки, количество пластин) свидетельствуют о том, что перед нами остатки формы, которая по своим признакам занимает как бы промежуточное положение между древнейшим верхнеплиоценовым слоном и поздним слоном нижнего плейстоцена (см. табл. 1).

Конечности. Сохранились как левая передняя конечность, за исключением нескольких костей кисти, так и обе задние конечности, включая стопы. (Промеры некоторых костей приведены в табл. 2.)

Кисть георгиевского слона (рис. 3, г) обладает сериальным расположением костей запястья, что является характерным признаком для всех архидискодонтов; для *Mammuthus* характерно постоянно-асериальное расположение запястных костей (Гарутт, 1954, 1954).

Таблица 2
Промеры скелета южного слона (см)

Промеры	Георгиевский карьер, Ставропольский краеведческий музей	Обиточное (ок- рестн. г. Ногайска), ЗИН АН СССР
Лопатка (scapula)		
Длина кости от середины сочленовой впадины до вершины	$\approx 104,0^1$	$\approx 110,5^1$
Наибольшая ширина головки	34,0	38,0
Плечевая кость (humerus)		
Длина кости от латерального блока до вершины головки	122,5	127,0
Наибольшая ширина дистального конца	33,0	31,2
Локтевая кость (ulna)		
Длина кости от переднего края полулунной вырезки до дистального конца	88,5	97,0 ¹
Наибольшая ширина проксимального конца	28,7	31,2
Лучевая кость (radius)		
Длина кости (по латеральному краю)	94,5	104,0
Наибольшая ширина дистального конца	21,0	21,3
Таз (pelvis)		
Наибольшая ширина таза в области подвздошных костей	168,0	167,0 ¹
Длина края подвздошной кости	105,5	109,0 ¹
Ширина таза в области седалищных костей	54,5	55,0
Бедренная кость (femur)		
Длина кости от латерального мыщелка до уровня головки	143,5	144,0
Диаметр головки	22,6	21,2
Наибольшая ширина дистального конца	28,8	32,0
Большая берцовая кость (tibia)		
Длина кости от медиальной лодыжки до медиального мыщелка	82,0	$\approx 91,0^1$
Наибольшая ширина проксимального конца	30,3	30,4
Малая берцовая кость (fibula)		
Наибольшая длина кости	81,0	87,0 ¹
Наибольшая ширина головки	13,8	15,4

¹ Кость частично реставрирована.

Смонтированный скелет слона из Георгиевска имеет следующие размеры: длина от передней плоскости межчелюстных костей до конца костей таза 410 см (то же с бивнями — 550 см), высота в наиболее выступающей точке спины 400 см. Можно предполагать, что рост георгиевского слона при жизни (с мягкими тканями и кожей) был примерно 425 см.

Южный слой из Георгиевского карьера не является самым крупным. Самый южный слон, найденный в 1941 г. на северном берегу Азовского моря, имеет высоту в спине 410 см (Гарутт, 1954).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАХОДКИ

Песчаный карьер, где был найден скелет южного слона (так называемый «Новый» карьер), расположен на правом склоне долины р. Кумы, против западной окраины с. Подгорное, в 5 км к северо-западу от г. Георгиевска. Этот карьер находится на высокой внутридолинной террасе (45—50 м), которая прослеживается непрерывной узкой полосой от Лысогорского шпиля на западе до слияния рек Кума и Подкумок на востоке.

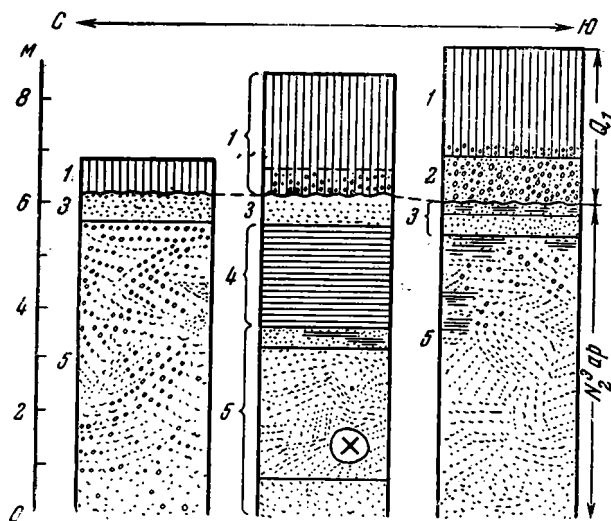


Рис. 4. Разрезы «Нового» Георгиевского карьера. Аллювиальные отложения нижнечетвертичной террасы р. Кумы:

1—суглинки; 2—галечники. Апшеронские дельтовые отложения: 3—горизонтально-слоистые пески; 4—карбонатные глины; 5—косослоистые гравелистые пески; х—место захоронения скелета южного слона

Карьером вскрыты как аллювиальные галечники террасы, так и подстилающие их более древние континентальные отложения, в которых на глубине 6—7 м от поверхности и был захоронен скелет слона.

К этой же террасе, на северо-западной окраине г. Георгиевска, где она образует низкий водораздел рек Кумы и Подкумка, приурочены находки (в «Старом» галечном карьере) остатков южного слона, стеновой лошади и оленя — *Eucladoceros* sp. (Верецагин, 1959). Однако положение этих находок в разрезе остается недостаточно выясненным. Неясно, в частности, связаны ли они только с галечниками террасы или с подстилающими их более древними континентальными отложениями, которые были также вскрыты карьером.

Верхняя часть разреза «Нового» карьера, в непосредственной близости от места захоронения скелета слона, представлена отложениями террасы (рис. 4) — желто-бурыми суглинками с известковыми стяжениями в основании (мощность 1,8—2 м) и подстилающими их аллювиальными галечниками (мощность 1,5—2 м). Галечники мелкие с большим содержанием гравия и грубозернистого песка. В их составе преобладает галька кремнистых пород, мергелей, известняков и песчаников. В большом количестве здесь встречается галька светло-серых и красных гранитов. Эти породы развиты в верховьях р. Кубани и могли быть принесены сюда только ее водами.

В нижней части карьера вскрыты древние континентальные отложения, которые по составу и характеру косой слоистости очень сходны с типичными дельтовыми накоплениями. Они начинаются сверху желто-серыми, горизонтально-слоистыми, преимущественно мелкозернистыми полимиктовыми песками с редкими включениями мелкого гравия и линзами иловатых глин (мощность 0,6—0,8 м). Ниже залегает мощная пачка серых косослоистых крупно- и мелкозернистых полимиктовых песков с небольшими линзами гравия (вскрытая мощность 4—5 м). Косослоистые

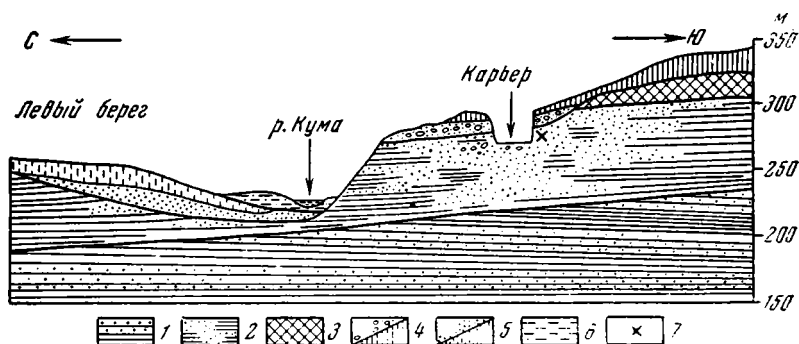


Рис. 5. Геологический разрез района Нового Георгиевского карьера

1 — акчагыльские песчаники и глины; 2 — глины и пески апшеронской дельтовой толщи; 3 — глины верхнеапшеронской террасы рр. Кумы и Подкумка; 4 — галечники (а) и суглинки (б) нижнечетвертичной террасы р. Кумы; 5 — верхнечетвертичные аллювиальные пески (а) и суглинки (б); 6 — современные пойменные отложения; 7 — место залегания скелета южного слона

пески в верхней части их разреза часто замещаются зеленовато-серыми и зеленовато-желтыми неслоистыми карбонатными глинами или полностью переходят в косослоистые гравийно-песчаные, иногда гравийно-галечные отложения, состоящие из гальки и обломков осадочных пород и туфогенного материала.

Косослоистые гравелистые пески, вскрытые карьером, представляют собой верхнюю часть разреза мощной (до 50—60 м) континентальной (дельтовой) толщи, выделенной при геологическом картировании под названием «бурундукская» (Лупарев, 1957). Эта толща с перерывами обнажается до уреза р. Кумы (рис. 5), широко развита на ее левобережье (до г. Бурундук) и залегает на палеонтологически охарактеризованных морских отложениях акчагыла. Крайние западные выходы этих отложений известны на Лысогорском шпиле близ г. Минеральные Воды. Морской акчагыл залегает с резким угловым несогласием на породах миоцена и майкопской серии.

Кроме внутридолинной террасы (45—50 м), на которой карьерами разрабатываются пески и галечники, в районе Георгиевска (к западу от «Нового» песчаного карьера) отчетливо выражена более высокая водораздельная терраса (60—70 м), а по долинам рек Кумы и Подкумка прослеживаются низкие террасы с высотами соответственно до 35—40 и 15—18 м; последней подчинены более низкие террасовые уровни. Все эти террасы непосредственно переходят в хорошо изученные террасы Подкумка в районе Пятигорска: водораздельная — в Армянскую (175—200 м), внутридолинная — соответственно в Горячеводскую (105—120 м), Джамтатскую (55—75 м) и Пятигорскую (24—30 м).

Возраст террас Подкумка устанавливается на основании их литометрического сопоставления с палеонтологически охарактеризованными

травертинами горы Машук (Иванова, 1946; Громов, 1948; Николаев, 1948). Так, Армянская терраса соответствует травертинам с *Archidiskodon meridionalis* (Nesti). Горячеводская лежит на уровне травертинов с нижнечетвертичной формой древнего слона *Palaeoloxodon aff. antiquus* (Falconer); Джамагатская примыкает к травертинам с остатками Bovidae. Из отложений Пятигорской террасы (район Ессентуков) известна находка верхнечетвертичной формы мамонта — *Mammuthus primigenius*.

Армянская терраса широко развита к западу от Пятигорска, в районе р. Кумы, а в районе Черкасска (Соленые озера) она образует водораздел рек Кумы и Кубани (Сафронов, 1955, 1956). Именно во время формирования этой террасы кубанская галька кристаллических пород поступала в бассейн р. Кумы, где затем была переотложена в процессе аккумуляции галечников Горячеводской (нижнечетвертичной) террасы (Сафронов, 1957).

Армянская, Горячеводская и Джамагатская терраса сразу же за Георгиевском последовательно погружаются под верхнечетвертичные отложения. Пятигорская терраса прослеживается вниз по р. Куме до Прикумска, где переходит в аллювиально-морские (дельтовые) нижнехвалынские отложения Прикаспийской низменности (Сафронов, 1956).

Из всего изложенного совершенно ясно, что дельтовая толща района Георгиевска, в верхах которой был захоронен скелет южного слона, древнее Армянской террасы. Армянская терраса большинством исследователей относится к верхнему апшерону. Накопление дельтовых отложений, залегающих стратиграфически ниже этой террасы, происходило, по-видимому, в течение нижнего и среднего апшерона. На доверхнеапшеронский возраст этих отложений указывает и форма южного слона из «Нового» Георгиевского карьера, более поздняя, чем хапровский слон, и несколько более ранняя, чем таманский.

Предверхнеапшеронское время характеризуется усилением орогенных движений и вулканической деятельности на Кавказе, с чем связано накопление большого количества туфогенного материала в верхах дельтовой толщи у Георгиевска.

Костные остатки млекопитающих из «Старого» Георгиевского карьера вследствие сближения разрезов древних террас рек Кумы и Подкумка (нижнечетвертичная терраса здесь срезает вначале верхнеапшеронскую, а затем более древнюю дельтовую толщу), могут быть переотложенными. Находка же полного скелета южного слона в первичном залегании в верхах дельтовой толщи является в этом отношении совершенно исключительной и уникальной.

На основании вышеизложенного авторы приходят к следующим выводам:

1. Скелет слона из Георгиевского карьера принадлежит к виду *Archidiskodon meridionalis* (Nesti).

2. По строению коренных зубов слон из Георгиевского карьера занимает промежуточное положение между древнейшими архаическими формами *Archidiskodon* из хапровских верхнеплиоценовых песков и более поздними слонами из отложений верхов верхнего плиоцена.

3. Палеонтологическое заключение о возрасте слона хорошо согласуется с геологическими данными; скелет слона найден *in situ* в древней дельтовой толще, залегающей между палеонтологически охарактеризованными морскими отложениями акчагыла и галечниками наиболее древней (верхнеапшеронской) Армянской террасы рек Кумы и Подкумка. Стратиграфически дельтовые отложения со слонем соответствуют нижнему и среднему апшерону.

4. В соответствии с палеонтологическими и геологическими данными намечаются некоторые изменения в трактовке палеогеографических условий на территории Георгиевского района. В начале верхнего плиоцена (акчагыл) в районе Георгиевска существовал мелководный морской залив, который выдавался здесь наиболее глубоко к западу, очевидно, до Минеральных Вод. После регрессии акчагылского моря в течение нижнего и среднего аншперона на месте морского залива происходило накопление дельтовых отложений — гравелистых песков и глин с туфогенным материалом в верхах толщи, где был захоронен скелет южного слона.

В верхнем аншпероне в районе Георгиевска дельтовый режим сменился речным. В это время здесь происходила аккумуляция покровных галечников Армянской террасы с галькой гранитов Главного Кавказского хребта, которая приносилась водами р. Кубани.

В начале четвертичного времени наметилась локализация речного стока в пределах современных долин, за которой последовал врез р. Кубань в покровные галечники, а затем в дельтовые отложения, сопровождавшийся формированием серии внутридолинных четвертичных террас.

ЛИТЕРАТУРА

- Вережгагин Н. К. Млекопитающие Кавказа. История формирования фауны — Изд-во АН СССР. М. — Л., 1959.
- Гарутт В. Е. Изменение строения кисти хоботных (Proboscidea) в связи с условиями их обитания. — Докл. АН СССР, 1951, XXVII, № 3.
- Гарутт В. Е. Южный слон *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) из плиоцена Северного побережья Азовского моря. — Труды Комиссии по изуч. четверт. пер. АН СССР, 1954, X, вып. 2.
- Гарутт В. Е. Новые данные о древнейших слонах. Род *Protelephas* gen. nov. — Докл. АН СССР, 1957, 114, № 2.
- Гарутт В. Е. Фанагорийский слон (*Phanagoroloxodon mammontoides* gen. n. sp. n.) и пути филогении в семействе слоновых. — Зоол. ж., 1958, XXXVII, вып. 1.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1948, № 17, вып. 64.
- Иванова И. К. Материалы к стратиграфии травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, вып. 5.
- Корнієць Н. Л. Ознаки статевого диморфізму на нижніх щелепах мамонтів — Доповіді Академії наук Укр. РСР. Київ, 1959, № 5.
- Лупарев Н. И. Стратиграфия верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Центрального Предкавказья. — Тезисы докл. Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, 1957.
- Николаев Н. И. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. — Труды МГРИ, 1948, 23.
- Сафронов И. Н. К вопросу о возрасте террас р. Кубани. — Материалы по геол. Ставропольск. края. Ставрополь, 1955, вып. 7.
- Сафронов И. Н. Опыт стратиграфической корреляции четвертичных отложений Центрального Предкавказья. — Материалы по изуч. Ставропольск. края. Ставрополь, 1956, вып. 8.
- Сафронов И. Н. Материалы истории речной сети Северо-Западного Кавказа. — Труды Ставропольск. пед. ин-та. Ставрополь, 1957, вып. II.
- Янкова В. С. Палеонтологические находки из Ливендовского песчаного карьера. — Изв. Ростовск. обл. музея краеведения, 1959, 11 (3).

Э. И. ЛОСЕВА

**ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ
ИЗ БОРЕАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА р. ПЁЗЫ**

К настоящему времени имеется ряд работ по диатомовым водорослям морских межледниковых отложений Северо-Запада Европейской части СССР.

Сводка более ранних исследований (А. П. Жузе и В. С. Порецкий, Г. Брандер, Е. И. Киселева, Н. В. Анисимова, В. С. Шешукова) имеется у В. С. Шешуковой-Порецкой (1955), которая приводит большой список диатомовых (335 форм) и кремневых жгутиковых водорослей (12), найденных в морских межморенных отложениях Европейской части СССР.

Последующие работы относятся к территории Карелии (Бискэ и Лак, 1959; Лак, 1959), Кольского п-ова и Ленинградской области (Апухтин и Малясова, 1959; Черемисинова, 1952, 1957, 1959). В 1961 г. опубликована статья Е. А. Черемисиновой по Онеге; в работе Э. И. Девятовой (1961) приведен список диатомовых из бассейна Онеги (определения Е. А. Черемисиновой).

Большинство авторов считает морские межледниковые отложения осадками бореальной трансгрессии, имевшей место в днепровско-валдайскую межледниковую эпоху. Комплексы характерных и доминирующих диатомовых в разрезах упомянутых выше районов имеют много общего. Наряду с широко распространенными формами встречаются виды, характерные для более теплых вод. Это дало возможность некоторым авторам сделать вывод о более тепловодном режиме бореального моря. Обзор литературы показывает, что для западной части Европейского Севера проведен ряд исследований диатомовых водорослей морских межледниковых отложений, чего нельзя сказать о восточной его части. Единственной известной пока находкой на востоке являются диатомовые р. Пёзы.

О наличии диатомовых водорослей в межморенных отложениях р. Пёзы (правый приток р. Мезени на севере Архангельской обл.) имеются сведения у А. А. Малахова (1934). В нижнем горизонте этих отложений Е. И. Киселева определила 12 видов диатомовых водорослей, большая часть которых относится к морским: *Melosira sulcata* Kütz. f. *radiata* Grun., *M. sulcata* Kütz. f. *radiolata* Grun., *Coscinodiscus kützingii* A. S., *Grammatophora arcuata* Ehr., *Grammatophora* sp., *Raphoneis amphiceros* var. *rhombica* Grun., *R. belgica* Grun., *Diploneis* sp. Этот комплекс, по заключению А. П. Жузе и В. С. Порецкого (1937), характеризует прибрежную часть бассейна, подвергавшуюся опреснению.

В 1958 г. на Пёзе работал геологический отряд Коми филиала АН СССР, возглавляемый Э. И. Девятовой, в составе которого принимала участие и автор настоящей статьи.

На р. Пёзе, по Э. И. Девятовой (Девятова, 1961), можно наблюдать две морены (московского и валдайского оледенения) и отложения двух межледниковых эпох, представленные, в частности, морскими осадками

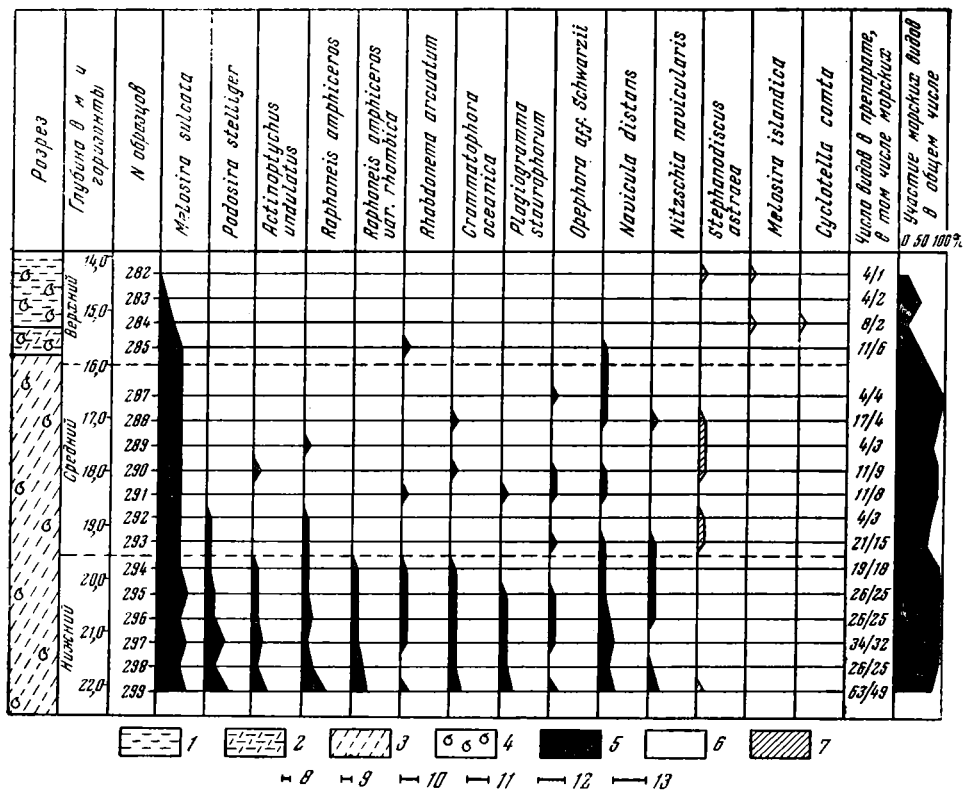


Рис. 1. Диатомовая диаграмма межледниковых отложений обн. 30а реки Пёзы

1 — супесь; 2 — переходный слой; 3 — суглинок; 4 — фауна моллюсков; 5 — морские диатомовые; 6 — пресноводные; 7 — пресноводно-соленоводоводные; 8 — единично; 9 — редко; 10 — нередко; 11 — часто; 12 — очень часто; 13 — в массе

северной (днепровско-московского межледниковья) и бореальной (москвинско-валдайского межледниковья) трансгрессий. Нами изучались диатомовые водоросли одного из разрезов р. Пёзы (обнажение 30а), в которых вскрывались морские межледниковые осадки бореальной трансгрессии.

Обнажение 30а расположено на правом берегу р. Пёзы в 9 км ниже ручья Орловец (III надпойменная терраса, высота 21 м) и имеет следующий разрез:

	Глубина
Почвенно-растительный горизонт	0,00—
Пески светло-коричневого, серого, желтого цветов, мелко- и среднезернистые, местами слоистые, с гравием и галькой	0,55—
Морена. Глина валунная коричневатого-бурого цвета	13,50—
Супесь коричневатого-серого цвета, уплотненная, с фауной моллюсков	13,90—
Переходный горизонт — постепенное изменение механического состава от супеси к суглинку; изменение цвета	15,30—
Суглинок голубовато-серого цвета, с фауной моллюсков, с перерывными остатками растений	15,85—

В составе фауны моллюсков сотрудники Коми филиала АН СССР Н. В. Калашников и Э. И. Девятова определили *Littorina obtusata* L., *Mytilus edulis* L., *Macoma calcarea* Chemn., *Saxicava arctica* L., *Mytilus truncatus* L., *Cyprina islandica* L., *Leda pernula* Mull., *Tellina* (*Macoma*) *baltica* L., *Cardium groenlandicum* Chemn., *C. edule* L., *C. fasciatum* M.

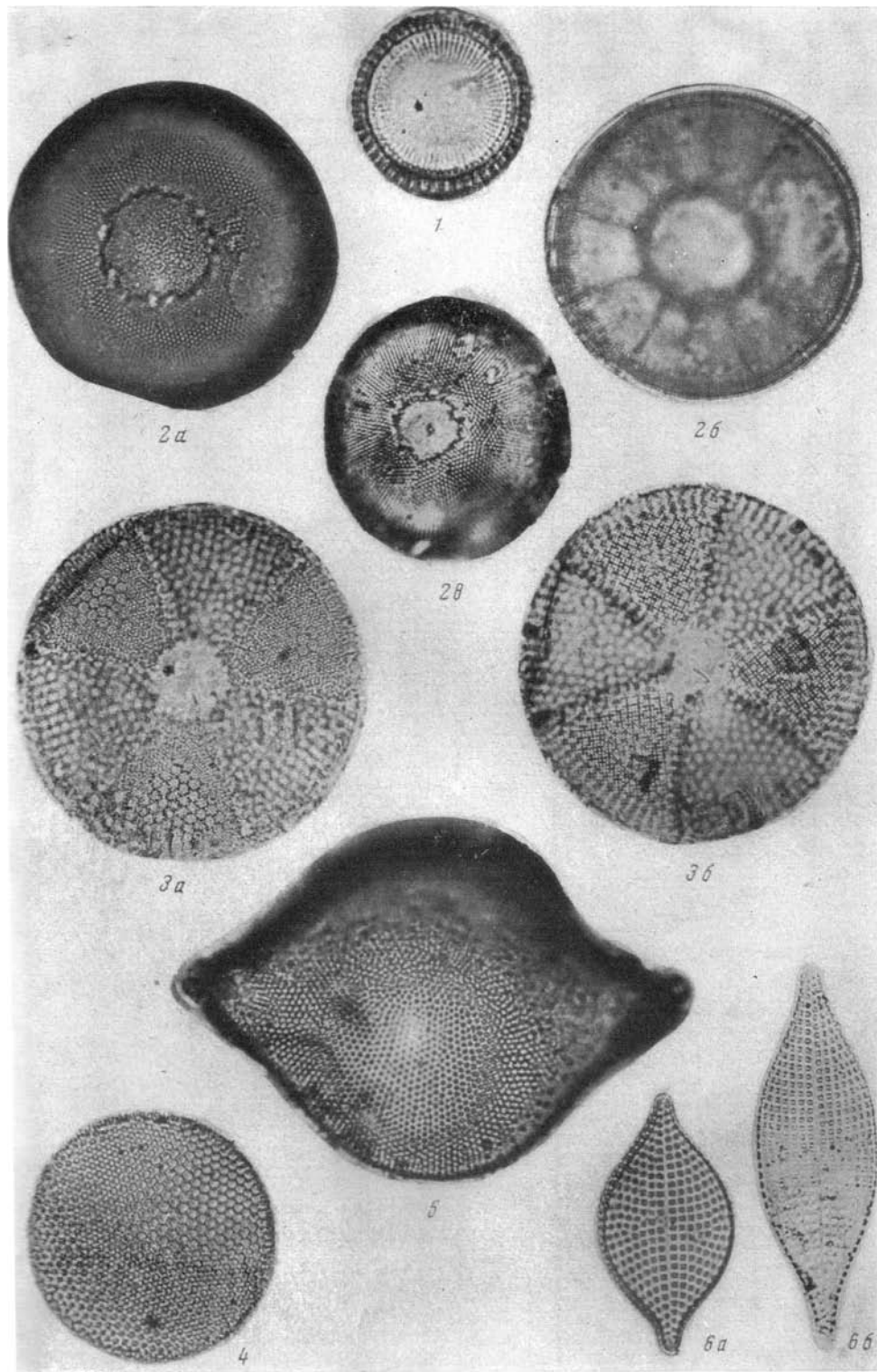


Рис. 2. Руководящий комплекс диатомовых из бореальных отложений р. Пёзы
 — *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz.; 2a, б, в — *Podosira stelliger* (Bail.) Mann.; 3a, в — *Actinopterychia
 undulatus* (Bail.) Ralfs.; 4 — *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl.; 5 — *Biddulphia rhombus* (Ehr.) W.
 Sm., 6a, б — *Rarhoneis amhliceros* Ehr. (Увеличение: 3, а, б $\times$ 840, остальные $\times$ 1000)

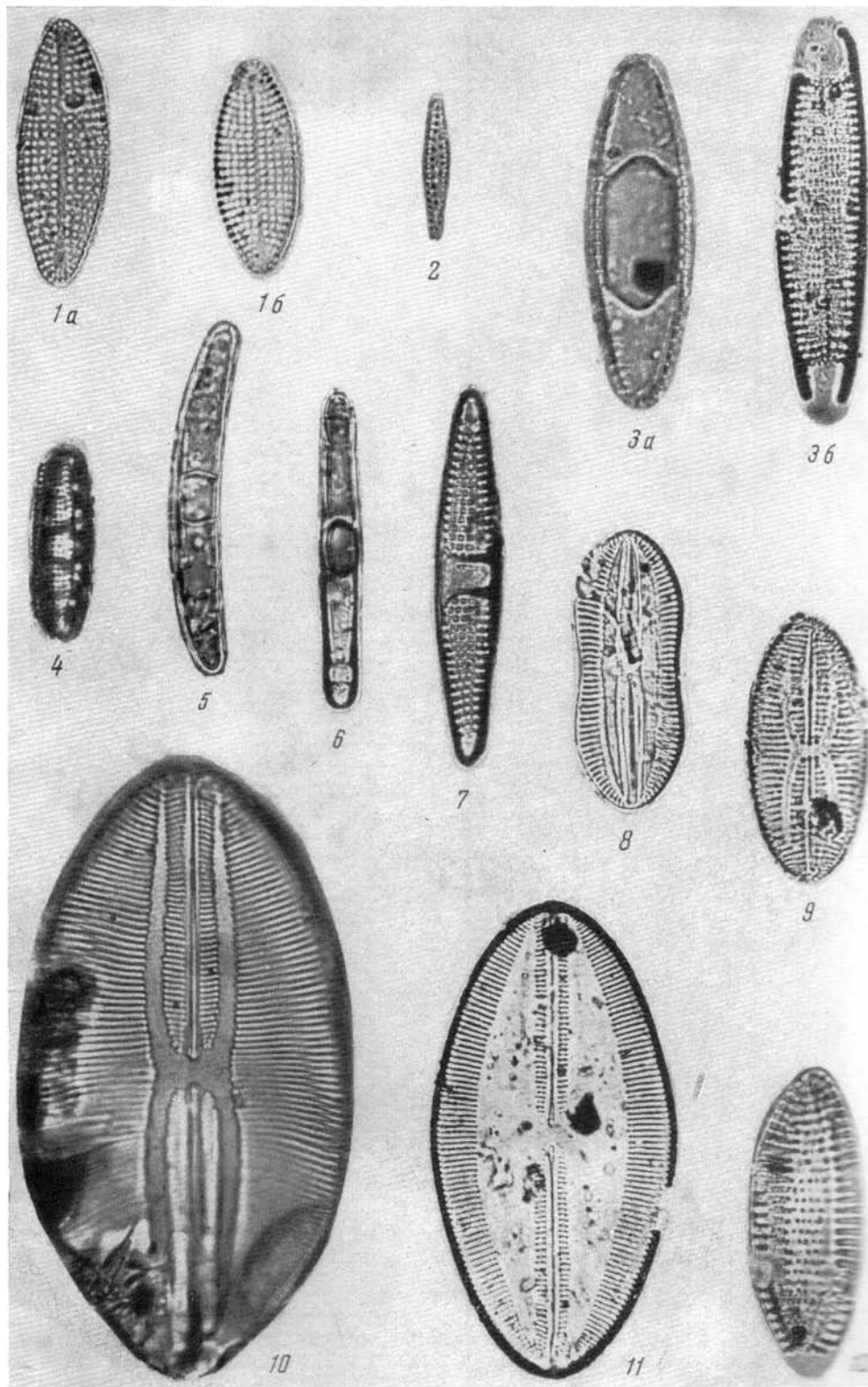


Рис. 3. Руководящий комплекс диатомовых из бореальных отложений р.
 1 а, 6 — *Raponeis surirella* (Ehr.) Grun.; 2 — *Cymatosira belgica* Grun.; 3 а, 6 — *Rhabdon-*
atum (Lyngb.) Kutz., 4 — *Grammatophora angulosa* var. *islandica* (Ehr.) Grun.; 5 — *Gr*
Ehr.; 6 — *Gr. oceanica* (Ehr.) Grun. 7 — *Plagiogramma staurophorum* (Greg.) Heib.; 8 — *I*
ineurvatus (Greg.) Cl.; 9 — *Navicula abrupta* Greg.; 10 — *Nära* var. *subelliptica* Cl.; 11 — *N*
W. Sm.; 12 — *Nitzschiella navicularis* (Breb.) Grun. (× 1000).

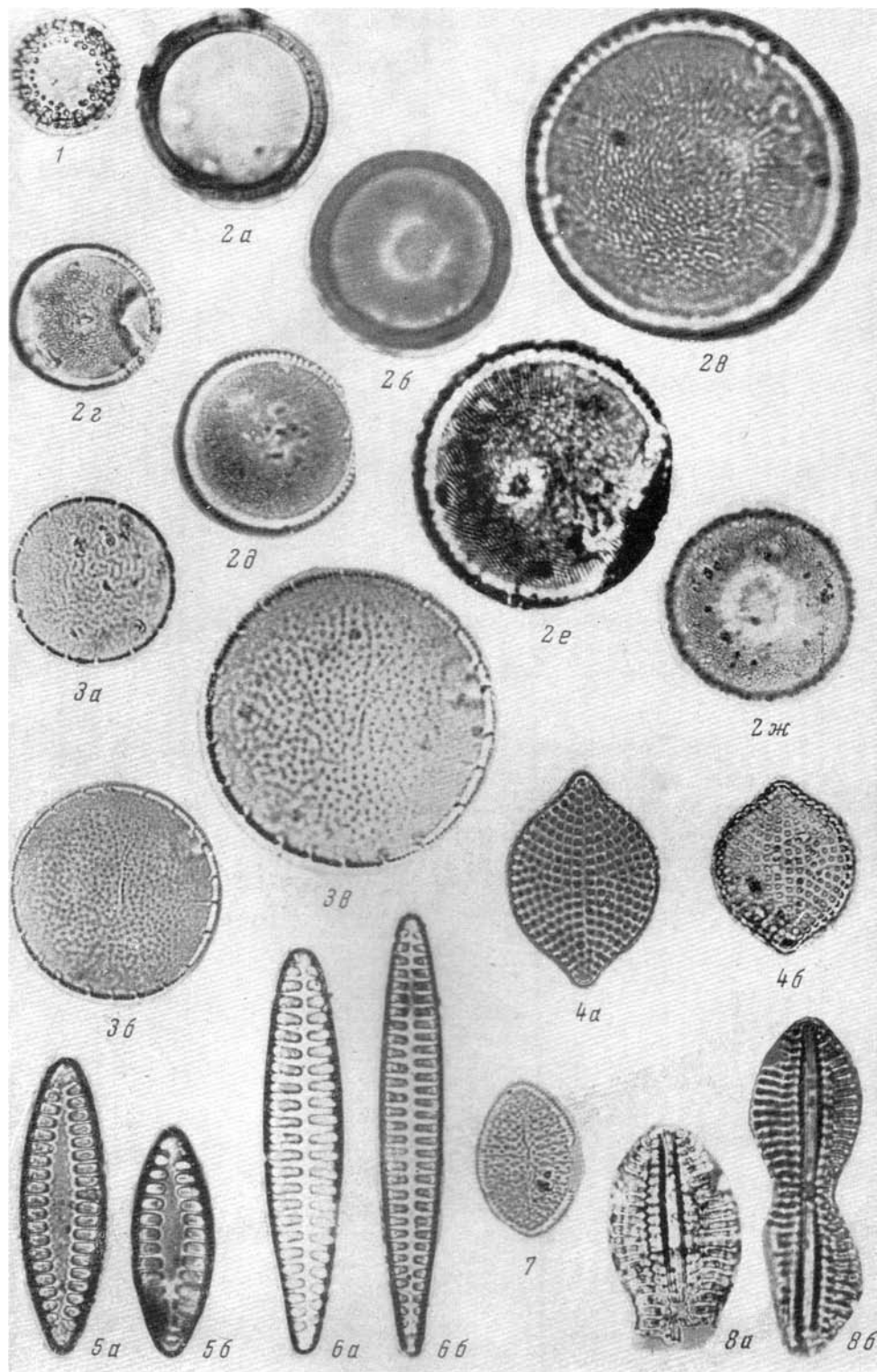


Рис. 4. Дiatомовые из бореальных отложений р. Пёзы

1 — *Melosira* sp., 2a — 2б — *Porosira* cf. *glacialis* (Grun.) Jorg.; 3a — 3б — Genus indet.; 4a, 4б — *Raphoneis amphiceros* var. *rhombica* Grun.; 5a, 5б — *Glyphodesmis distans* (Greg.) Grun.; 6a, 6б — *Opephora* aff. *schwarzii* (Grun.) A. Cl.; 7 — *Cocconeis distans* Greg. var.? 8a, а, б — *Diploneis crabro* Ehr. (Увеличение 2б и 5б $\times 1300$; 2а 4в $\times 1400$; 2а $\times 2050$; остальные $\times 1000$)

Astarte elliptica Brown., *A. compressa* L., *Acrybia islandica* Gmel., *Neptunea despecta* L., *Natica clausa* Brod. et Sow., *Lacuna pallidula* Da—Costa, *Polynices pallidus* Brod. et Sow., *Natica groenlandica* Beck.

Диатомовому анализу было подвергнуто 17 образцов из подморенных отложений (с глубины 14, 30—22, 30 м). В них обнаружено 93 формы диатомовых и один вид кремневых жгутиковых водорослей. Морские и солоноватоводно-морские водоросли составляют 67% (62 формы из 93), пресноводные — 19% (18 форм). В состав флоры входят также два солоноватоводных вида, два пресноводно-солоноватоводных, четыре вида неясной экологии и четыре вида перестолженных палеогеновых диатомовых.

Преобладают диатомовые из класса Pennatae (59 форм), представленные 20 родами, среди которых по видовому разнообразию выделяются *Navicula* (11 форм) и *Duploneis* (10 форм). Класс Centricae представлен 17 родами (33 формы). Наибольшее число видов (6) характерно для рода *Coscinodiscus*.

Плохая сохранность ряда форм дала возможность определить их только до рода. Общий список найденных водорослей приведен в таблице (см. в конце статьи).

Наибольшее число форм (62) встречено в самом нижнем образце 299 (глубина 22, 25—22, 30 м), вверх по разрезу характерно уменьшение видового состава и численности. На основании диатомового анализа в подморенной толще можно выделить три горизонта, по которым удобнее провести рассмотрение состава диатомовых (рис. 1).

В нижнем горизонте (глубина 19, 50—22, 30 м, образцы 294—299) сосредоточена основная масса диатомовых, подавляющее большинство которых (до 90%) составляют морские формы. Характерный комплекс диатомовых этого горизонта состоит из следующих видов:

<i>Melosira sulcata</i> ¹ —	оценка до 6 ²	<i>Rhabdonema arcua-</i>	
<i>Podosira stelliger</i> —	» » 5	<i>tum</i>	— оценка до 2
<i>Raphoneis amphiceros</i> —	» » 5	<i>Grammatophora</i>	
<i>R. surirella</i> —	» » 4	<i>oceanica</i> —	» » 2
<i>Cymatosira belgica</i> —	» » 4	<i>Plagiogramma staurorophorum</i> —	» » 2
<i>Actinoptychus undulatus</i> —	» » 3	<i>Opephora aff. schwarzii</i> —	» » 2
<i>Navicula distans</i> —	» » 3	<i>Nitzschia navicularis</i> —	» » 2
<i>Porosira cf. glacialis</i> —	» » 2	<i>Navicula lyra</i> var.	
<i>Biddulphia rhombus</i> —	» » 2	<i>subelliptica</i> —	» » 1

Большинство из них является морскими прибрежными видами. Численно преобладает над всеми формами *Melosira sulcata* (от 600 до 11 000 в препарате). Эта планктонная грубопанцирная прибрежная полубентическая форма характерна для морских побережий. *Raphoneis amphiceros*, *R. surirella* и *Cymatosira belgica* также литоральные виды; *Actinoptychus undulatus* и *Biddulphia rhombus* — неритические; *Rhabdonema arcua-*

¹ Авторы приведены в сводном списке (см. таблицу).

² Оценка обилия отдельных видов дана по 6-балльной шкале:

1—5 створок в препарате — оценка — 1 (единично);
5—30 » » » — 2 (редко);
30—60 » » » — 3 (нередко);

60—120 (в каждом ряду по 1—2 створки) — 4 (часто);

> 120 (2 створки и более в ряду) — 5 (очень часто);

в каждом поле зрения (> 3600 в препарате) — 6 (в массе).

tum, *Grammatophora oceanica*, *Podosira stelliger* обитают в сублиторали, в обрастаниях и т. д. Почти все эти виды широко распространены в северных морях, но среди диатомовых встречаются и более теплолюбивые формы, не характерные для современного Белого моря: *Glyphodesmis distans*, *Diploneis bombus*, *D. chersonensis*, *D. crabro*, *D. papula*, *Navicula lyra* var. *subelliptica*, *N. monilifera* var. *heterosticha*, *Nitzschia granulata*, *N. navicularis*. Холодноводные виды в составе диатомовых составляют 6%: *Porosira* cf. *glacialis*, *Coscinosira polychorda*, *Thalassiosira gravis*, *Grammatophora arctica*, *Nitzschia polaris* (recta var.?). Большая часть холоднотеплолюбивых диатомовых встречается в самых нижних слоях разреза. Интересно, что в состав диатомовой флоры входили малоизвестные в СССР виды: *Glyphodesmis distans*, *Opephora* aff. *schwarzii*, *Diploneis bomboides*, *D. crabro*, *Navicula monilifera* var. *heterosticha*, не известный в современных водоемах *Diploneis decipiens*.

Нижний горизонт подморенной толщи обнажения 30а — это отложения времени наступания бореальной трансгрессии, ее максимума и начала регрессии. Осадки самых ранних этапов трансгрессии, когда еще более широкое развитие имели холодноводные формы и меньшее — тепловодные, скрыты здесь под урезом реки. Большое участие в составе диатомовых сублиторальных видов и форм обрастаний указывает на осадконакопление в мелководной сублиторальной зоне Белого моря. Это же подтверждает механический состав отложений (суглинки с линзами, песками с рассеянной галькой и гравием), слагающих основание разреза.

Средний горизонт подморенной толщи (глубина 16—19,5 м, образцы 287—293) является переходным к вышележащим супесям. Для него характерно резкое сокращение видового состава диатомовых и количественного их содержания. Сокращается как число морских, так и пресноводных форм. Морские диатомовые составляют 70%. Чаще других встречаются *Melosira sulcata*, *Porosira* cf. *glacialis*, *Coscinodiscus curvatulus*, *Raphoneis amphiceros*, *Opephora* aff. *schwarzii*, *Navicula distans*.

Численно над всеми формами преобладает, как и в нижнем горизонте, *Melosira sulcata*, имеющая всюду оценку встречаемости (5) — «очень часто» (от 240 до 2100 в препарате). Остальные виды встречаются лишь единично или в виде обломков. Наряду с обычной флорой северных морей присутствуют некоторые тепловодные формы: *Diploneis papula*, *Navicula lyra* var. *subelliptica*, *N. monilifera* var. *heterosticha*, *Nitzschia navicularis*. Из холодноводных форм в составе флоры присутствуют *Porosira* cf. *glacialis*, *Coscinosira polychorda* и *Coscinodiscus curvatulus*. Пресноводных форм очень мало, и все они встречаются лишь единично.

Средний горизонт подморенной толщи обнажения 30а — это, очевидно, отложения бореального моря периода его регрессии. В составе флоры еще заметно участие тепловодных форм, но в целом характерно резкое обеднение флоры в связи с изменением гидрологического режима и ухудшением климатической обстановки.

В верхнем горизонте подморенной толщи обнажения 30а (глубина 14, 30—16 м, образцы 282—285) число видов диатомовых еще более сокращается (4—11 форм в образце). В самом верхнем образце даже *Melosira sulcata* исчезает. Пресноводные виды представлены почти в равном количестве с морскими. В этом горизонте из морских форм встречаются кроме *Melosira sulcata*, *Coscinodiscus* sp. sp., *Rhabdonema arcuatum*, *Diploneis* sp. sp., *Navicula distans*, *N. hennedyi* (в основном в виде обломков) из пресноводно-солоноватоводных форм — *Stephanodiscus astraea* var. *nutulus*; из пресноводных — *Melosira islandica*, *Cyclotella comta*, *Takayama fenestrata* var. *intermedia*, *T. flocculosa*, *Frustulia vulgaris*, *Navicula exigua* var. *elliptica*, *Gomphonema intricatum* var. *pumilum*, *Epithemia* sp.

та: *Melosira* sp. — неясной экологии. Диаомовые верхнего горизонта характеризуют режим конечной стадии регрессии бореального моря, о чем свидетельствует угасание развития морских диаомовых и появление ряда пресноводных форм. С учетом того, что некоторые из перечисленных выше пресноводных видов предпочитают режим стоячих вод, можно предположить, что к концу регрессии установился режим заболачивающихся лиманов.

В целом подморенная толща обнажения 30а вскрывает отложения, образовавшиеся в период наступления и максимума трансгрессии и последующей регрессии бореального моря. Руководящий комплекс диаомовых приведен на рис. 2 и 3. Он состоит из следующих видов: *Melosira sulcata*, *Podosira stelliger*, *Porosira* cf. *glacialis*, *Actinoptychus undulatus*, *Thalassiosira excentrica*, *Biddulphia rhombus*, *Raphoneis amphicerus*, *R. surirella*, *Cymatosira belgica*, *Rhabdonema arcuatum*, *Grammatophora angulosa* var. *islandica*, *G. arcuata*, *G. oceanica*, *Plagiogramma staurophorum*, *Navicula abrupta*, *N. distans*, *N. lyra* var. *subelliptica*, *Nitzschia navicularis*.

Диаомовая флора р. Пёзы заметно отличается от морской межледниковой флоры других районов: наибольшее число общих видов наблюдается с диаомовыми Онеги (32), Мги (29), Раухиала (27); с диаомовыми других разрезов число общих видов еще меньше: Повенца — 22, Медвежьегорска — 21, Ваги — 19, Видлици — 18, Саблино — 14 и т. д.

Как видно, наибольшее сходство флора бореальных отложений р. Пёзы имеет с флорой таких же отложений р. Онеги. Руководящие комплексы диаомовых Онеги и Пёзы состоят частично из общих форм (*Melosira sulcata*, *Actinoptychus undulatus*, *Navicula distans*), другие же виды, слагающие характерный комплекс диаомовых Онеги, либо встречаются на Пёзе единично, либо совсем отсутствуют.

Существенно, что в составе бореальной диаомовой флоры Пёзы, как и р. Ваги (Жузе и Порецкий, 1937) и Онеги (Черемисинова, 1961; Девятова, 1961), принимает участие большой ряд теплолюбивых форм, не характерных для современного Белого моря.

Это подтверждает вывод некоторых авторов о более теплом гидрологическом режиме Белого моря в период бореальной трансгрессии по сравнению с режимом современного моря. М. А. Лаврова (1961), в частности, отмечает, что в это время происходило смещение ареалов распространения теплолюбивых лузитанских видов морской фауны; определенный комплекс этих видов нашел благоприятные условия для существования в юго-восточной части Беломорского бассейна. То же самое, очевидно, было характерно и для диаомовой флоры.

В составе диаомовой флоры подморенных отложений р. Пёзы встречены некоторые интересные формы, описание которых приводится ниже.

Melosira sp. (рис. 4, I)

Описание. Створка плоская, 16 μ в диаметре. Ширина краевой зоны 3,2 μ , по периферии ее расположено кольцо грубых камер (4 в 10 μ), имеющих трапециевидную форму; продолжением камер является кольцо грубых пор, 8—10 в 10 μ . Центр створки бесструктурный.

Примечание. В работе Панточека (Pantocsek, 1886—1892, т. III, Süsswasser Bacillarien) даны рисунки *Cyclotella pygmaea* Pant., ископаемой формы из Венгрии, Söresz (tab. II, fig. 22 и tab. IV, fig. 59), имеющих некоторое сходство с формой р. Пёзы. Отличием является расположение пор.

Местонахождение. Бореальные отложения р. Пёзы, найден один экземпляр.

Экология вида неясна.

Genus indet (рис. 4, 3a—3e)

Описание. Створка плоская со слегка приподнятым краем, 23,9—27,4 μ в диаметре. Структура створки состоит из пор, расположенных свободно и без особого порядка, в центре более редко, на периферии гуще. В прикраевой зоне точки менее отчетливы. Краевая зона представлена кольцом очень коротких, почти точечных штришков (16—18 в 10 μ), прерванных мелкими косо направленными пипами (2—3 в 10 μ). По-видимому, эта же форма изображена без названия в Атласе Шмидта (Schmidt, 1874—1959, tabl. 57, fig. 3) по материалам из залива Кампече (Мексиканский залив). По мнению В. С. Шешуковой, это, возможно, переходная форма между типовым *Coscinodiscus granulosus* Grun. и разновидностью *C. granulosus* var. *conspicua* Rattz.

Местонахождение. Бореальные отложения р. Пёзы, встречаются единично в двух образцах.

Вид, вероятно, морской, планктонный.

Raphoneis amphiceros var. *rhombica* Grun. (рис. 4, 4a—4b)

Peragallo, 1897—1908, s. 329, pl. XXXIII, fig. 20—23; Hustedt, 1927—1961, Teil 2, Lief. 1, s. 174; Диатомовый анализ, 1949—1950, кн. 2, стр. 220.

Описание. Створки широко эллиптические; длина 23,5—31,5 μ , ширина 15,8—24,4 μ , с короткими, оттянутыми концами. Ареолы обычно квадратные, расположены в радиальных дугообразных рядах. В середине створки вклиниваются укороченные ряды. Продольные ряды хорошо выделяются у осевого поля; ближе к краю правильность нарушается. Осевое поле узкое, ланцетное; иногда отсутствует совсем.

Примечание. В книге «Диатомовый анализ» и у Густедта (Hustedt, l. c.) эта форма дается как синоним основного вида. Перагалло (Peragallo, l. c.) выделяет ее в отдельную разновидность. Нам кажется, что *R. amphiceros* var. *rhombica* существует как самостоятельный таксон. С вида отличается формой створки и концов и расположением рядов ареол.

Местонахождение. Бореальные отложения р. Пёзы, в нескольких образцах от «единично» до «нередко».

Экология разновидности, очевидно, та же, что и основного вида: морская сублиторальная форма.

Cocconeis distans Greg. var.? (рис. 4, 7)

Диатомовый анализ, 1949—1950, кн. 3, стр. 84, табл. 30, рис. 1a, б.

Описание. Форма представлена одной верхней створкой. Размеры: длина 20,1 μ , ширина 13,4 μ , 7—8 ребер в 10 μ . Ребра с расширениями в каждом из которых заключено по одной точке. По краю 16 точек в 10 μ .

Примечание. По «Диатомовому анализу», вид имеет большие размеры и более грубую структуру; длина 28—60 μ , ширина 18—40 μ , ребра радиальные, 4—5 в 10 μ , с расширениями около заключенных в каждом из них 2—5 точек. Отличием является и очень узкое осевое поле описываемой формы.

Местонахождение. В бореальных отложениях р. Пёзы, найдена одна створка.

Распространение. Вид — в северных и Черном морях СССР. *G. distans* var.? — в позднеледниковых отложениях Карелии.

Т а б л и ц а

Список диатомовых водорослей морских межледниковых отложений р. Пёзы
(обнажение 30а)

Диатомовые водоросли	Литология																	
	Супесь				Суглинок													
	Горизонты																	
	Верхний		Средний						Нижний									
	14 м	15 м	17 м	18 м	19 м	20 м	21 м	22 м										
	Номера образцов																	
	282	283	284	285	287	288	289	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299	
В а с и л л а р и о ф и т а																		
Морские и солоноватоводно-морские																		
Melosira sulcata (Ehr.) Kütz.	1	2	3	5	5	5	5	5	5	5	5	5	6	5	6	5	6	
Podosira stelliger (Bail.) Mann.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	2	2	4	2	5	
Hyalodiscus sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	
Porosira cf. glacialis (Grun.) Jörg.	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	2	1	2	1	2	1	2	
Coscinosira polychorda Grun.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	
Thalassiosira excentrica (Ehr.) Cl.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	1	—	—	
Th. gravida Cl. (снопы)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	
Thalassiosira sp. sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2	
Cyclotella striata (Kütz.) Grun.*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	
Coscinodiscus asteromphalus Ehr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	
C. curvatulus Grun.	—	—	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	
C. lacustris var. septentrionalis Grun.**	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	
C. nitidus Greg.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	
Coscinodiscus sp. sp.	—	1	—	1	1	—	—	—	1	—	1	1	1	—	—	1	1	
Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs.	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	1	1	2	1	3	
Actinocyclus sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	
Chaetoceros sp. sp. (снопы)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	
Biddulphia aurita (Lyngh.) Bréb. et Godey	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	
B. rhombus (Ehr.) W. Sm.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2	1	1	
Isthmia nervosa Kütz.	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	
Genus indet	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	
Raphoneis amphiceros Ehr.	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	1	1	1	2	1	2	5	
R. amphiceros var. rhombica Grun.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	2	3	
R. surirella (Ehr.) Grun.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	1	2	4	
Cymatosira belgica Grun.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	2	4	

Т а б л и ц а (продолжение)

Диадомовые водоросли	Литоология																			
	Супесь					Суглинок														
	Горизонты																			
	Верхний			Средний						Нижний										
	14 м		15 м		17 м		18 м		19 м		20 м		21 м		22 м					
	Номера образцов																			
	282	283	284	285	287	288	289	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299			
Trachyneis aspera (Ehr.)																				
Cl.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1			
Pleurosigma sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	1		
Nitzschia granulata Grun.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1		
N. navicularis (Bréb.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Grun.	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	1	1	1	—	1	2			
N. polaris Grun. (recta	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
var?)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1			
Солоноватовод-																				
ные																				
Synedra tabulata (Ag.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Kütz.**	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1			
Nitzschia vivax W. Sm.	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Пресноводно-со-																				
лоноватовод-																				
ные																				
Stephanodiscus astraea	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
var. minutulus (Kütz.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Grun.	1	—	—	—	—	1	1	—	1	1	1	—	—	—	—	—	1			
Fragilaria construens var.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
subsalina Hust.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1			
Пресноводные																				
Melosira islandica O. Mull.	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Cyclotella comta (Ehr.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Kütz.	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Tabellaria fenestrata	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
(Lyngb.) Kütz.	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—			
T. fenestrata var. inter-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
media Grun.	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
T. flocculosa (Roth.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Kütz.	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Opephora martyi Herib.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	—	1			
Fragilaria construens var.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
binodis Grun.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1			
F. leptostauron (Ehr.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Hust.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1			
Frustulia vulgaris Thw.	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Navicula exigua var. el-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
liptica Hust.	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
N. oblonga Kütz.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—			
N. rhynchocephala Kütz.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1			
N. scutelloides W. Sm.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1			
Gyrosigma attenuatum	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
(Kütz.) Rabenh.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1			
Gomphonema intricatum	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
var. pumilum Grun. . . .	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			

Таблица (окончание)

Диатомовые водоросли	Литология																	
	Супесь				Суглинок													
	Горизонты																	
	Верхний				Средний						Нижний							
	14 м		15 м		17 м		18 м		19 м		20 м		21 м		22 м			
	Номера образцов																	
	282	283	284	285	287	288	289	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299	
Epithemia zebra (Ehr.) Kütz.	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epithemia sp. sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Виды неясной экологии																		
Melosira ? sp.	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cocconeis sp. 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cocconeis ? sp. 2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Navicula? (Cocconeis?) sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Палеогеновые переотложенные																		
Melosira ornata Grun. ...	—	—	1	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	1	—	—
M. sulcata var. biseriata Grun.	—	—	1	—	—	1	—	1	—	—	1	1	1	1	2	1	—	—
Coscinodiscus payeri Grun.	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	1	1	1	—	—	—	—	—
Pyxilla sp.	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Silicoflagellatae																		
Dictyocha elata var. media Glezer*	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Общее число форм	4	4	8	11	4	16	4	11	11	4	21	19	26	26	34	28	—	—
В т. ч.:																		
морских и солоноватоводно-морских	1	2	1	6	4	13	3	8	8	3	14	17	24	24	31	24	—	—
солоноватоводных	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
пресноводно-солоноватоводных	1	—	—	—	—	1	1	—	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—
пресноводных	2	—	3	4	—	—	—	—	1	—	4	—	—	1	1	—	—	—
переотложенных палеогеновых	—	1	4	1	—	2	—	2	1	—	2	2	2	1	2	—	—	—
видов неясной экологии	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание: знаком * отмечены мезогалобы, ** — эвригалинные формы

Diploneis crabro Ehr. (рис. 4, 8а, 8б)

Диатомовый анализ. 1949—1950, кн. 3, стр. 133, табл. 46, рис. 11; Cleve-Euler, 1951—1955, т. III, s. 86, fig. 660.

Описание. Встречено два экземпляра плохой сохранности, структура их неотчетлива. Длина створок 45,7—59,0 м, ширина 15,4—20 м, посередине 8,2—13,4 м, ребер 5,5—6,5 в 10 м.

Примечание. По «Диатомовому анализу», длина створок 35—200 м, ширина 15—60 м, ребер 3—8 в 10 м.

Местонахождение. В бореальных отложениях р. Пёзы, единично в одном образце.

Распространение. По А. Клеве-Эйлер (Cleve-Euler, l. c.) эта форма встречается в морских отложениях некоторых областей Скандинавии. Разновидность *D. crabro* var. *pandura* (Breb.) Cl. известна в Черном море и в позднеледниковых отложениях Карелии («Диатомовый анализ»); другая разновидность *D. crabro* var. *pandurella* Cl. отмечена в составе диатомовой флоры иольдиевых супесей северного берега Онежского оз. (Шешукова, 1937).

ЛИТЕРАТУРА

- Апухтин Н. И. и Малясова Е. С. О стратиграфическом положении ледниковых и межледниковых отложений Терского побережья Кольского полуострова.— Сб. по палеогеографии и стратиграфии четверт. отложений. Изд-во АН СССР, 1959.
- Бискэ Г. С. и Лак Г. Ц. Межледниковые отложения Карелии.— Труды Карельск. фил. АН СССР. 1959, вып. XI.
- Девятова Э. И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне реки Онеги. Изд-во АН СССР, 1961.
- Диатомовый анализ, кн. 1—3. Под ред. А. И. Прошкиной-Лавренко. Госгеолиздат, 1949—1950.
- Жузе А. П. и Порецкий В. С. Диатомовые межледниковых отложений по р. Ваге.— Труды Сов. секции INQUA, 1937.
- Лаврова М. А. Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии Севера СССР с земской в Западной Европе.— Труды Ин-та геологии АН ЭстССР, 1961, VIII.
- Лак Г. Ц. Диатомовые четвертичных отложений Карелии.— Труды Карельск. фил. АН СССР. 1959. Вып. XI.
- Малахов А. А. К стратиграфии четвертичных отложений в бассейне среднего течения рр. Мезени и Пёзы.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1934, XVI, вып. 3.
- Черемисинова Е. А. Морская диатомовая флора межледниковых отложений в долине рр. Мги и Вытегры и в котловине Ладожского озера.— Автореф. канд. дисс., ЛГУ, 1952.
- Черемисинова Е. А. Морская диатомовая флора четвертичных отложений котловины Ладожского озера.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1957, № 21.
- Черемисинова Е. А. Палеогеография мгинского моря (на основе диатомового анализа).— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 2.
- Черемисинова Е. А. Диатомовые морских межледниковых отложений в бассейне Онеги.— Докл. АН СССР, 1961, 139, № 3.
- Шешукова В. С. Диатомовые водоросли из четвертичных отложений Центральной Карелии в связи с вопросом о генезисе последних.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1937, V.
- Шешукова-Порецкая В. С. Диатомовые водоросли морских межледниковых отложений Европейской части СССР.— Уч. зап. ЛГУ, серия биол. наук, 1955, № 191, вып. 40.
- Cleve-Euler A. Die Diatomeen von Schweden und Finland. Stockholm, 1951—1955, Teils I—V.
- Hustedt Fr. Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz.— Rabenhorst's Kryptogamen-Flora, Jena — Leipzig. 1927—1961, Bd. 7.
- Jurilj A. Dijatomeje sarmatskog mora okoline Zagreba. Flora of Diatoms of Sarmatic Sea in Environs of Zagreb.— Jugoslav. Akad. Znan. i Umjetnosti, 1957.
- Pantocšek J. Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns, Pozsony, 1886—1892, I—III.
- Peragallo H. et M. Diatomées marines de France et des districts maritimes voisins. Grez-sur-Loing, 1897—1908.
- Schmidt A. Atlas der Diatomaceenkunde.— Fort. von A. Schmidt und andern.— Leipzig — Berlin, 1874—1885, Bd. 57.

**И. А. ШАМРАЙ, П. П. КОХАНОВСКИЙ,
С. Н. КОПТЕЛОВА**

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ПРОВИНЦИИ ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД НИЖНЕГО ДОНА, ЮЖНЫХ ЕРГЕНЕЙ И СЕВЕРНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Исследованиями были охвачены пробы лёссовидных пород, отобранные на площади, занимающей территорию Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья, Восточного Маныча и Южных Ергеней, Западного и Центрального Предкавказья. Пробы отбирались в специально пройденных шурфах глубиной до 20 м. При этом из каждого шурфа было отобрано по несколько проб в интервалах через 4 м.

Структурно петрографические и минералогические исследования сводились к нескольким видам анализов. Все пробы подверглись дисперсному гранулометрическому анализу; для всех их были проведены минералогические исследования кластогенной алевроит-песчанистой части пород. Мелкие фракции (меньше 0,01 мм) исследовались под микроскопом в пленочных препаратах. Целью этих исследований было выяснение взаимоотношений между сиааллитно-глинистым и пелитово-обломочным комплексами в тонких глинистых фракциях лёссовидных пород и изучение аутигенных минералов в них.

Тонкие фракции (меньше 0,001 мм), для установления минералогического состава сиааллитно-глинистого комплекса лёссовидных пород, подвергались хроматическому, термографическому и рентгенографическому анализам. Для всех исследованных проб была определена карбонатность пород объемным методом.

ОБЩАЯ СТРУКТУРНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД

Для всех отобранных в различных районах и исследованных проб лёссовидных пород можно отметить ряд общих признаков, типичных для всей площади распространения четвертичных лёссовидных отложений. Вместе с тем намечается и ряд особенностей, различно выраженных в этих породах на различных участках рассматриваемой площади.

В качестве общих признаков, характерных для всей исследованной площади, следует отметить типично лёссовидный облик этих пород. Это обычно хорошо выраженная макро- и микропористость и слабая цементация. Типичной является окраска этих пород, в общем повсеместно буроватая, меняющаяся на различных участках и на различных глубинах интенсивно буроватой до светло-буроватой и палево-буроватой.

В южных районах лёссовидные породы обычно имеют интенсивно буроватую окраску (Краснодар, Темиргоевская, Георгиевск и др.). На севере и северо-западе эти породы характеризуются более светлой буроватой окраской (Новочеркасск, Сальск, Гашун и др.).

Постоянной для всех рассматриваемых районов распространения лёссовидных пород является их значительная карбонатность (известковистость). Известковый материал иногда встречается в виде отдельных известковых выделений (известковые пятна, белоглазка, журавчики и пр.). Но материал этот представлен главным образом тонкими рассеянными массами пелитоморфного кальцита.

Изучение карбонатности всех исследованных проб показало довольно пеструю картину содержаний известкового материала в породах. Минимальное содержание карбоната кальция имеют кубанские лёссовидные породы (Краснодар, Темиргоевская), где количество карбоната кальция оказалось ниже 5% (Краснодар — 1,8%, Темиргоевская от 2,2 до 4,4%). Максимальную карбонатность имеют лёссовидные породы следующих площадей: Гашунской (верхний горизонт до 9,7%), Заветинской (средний горизонт — 9,47%), Благодарненской (нижний горизонт — 14,4%), Ейской (нижний горизонт — 10,83%), Тихорецкой (нижний горизонт — 11,90%).

Общим структурным признаком, также типичным вообще для лёссовидных пород, является их алевритистый состав. Алевритистая фракция (0,05—0,005 мм) составляет обычно во всех исследованных пробах основную породообразующую часть лёссовидных пород, в среднем в пределах около 50%. Но по отдельным горизонтам содержание алеврита испытывает значительные колебания. Особенно резкие колебания в содержании алевритистого материала по различным горизонтам имеются в лёссовидных породах восточных районов (от 20 до 70—73%). Эти колебания объясняются главным образом изменениями количества песчанистого материала.

Наиболее высокое содержание песчанистого материала отмечается в восточных районах (Заветное, Гашун, Степное, Элиста). Согласно данным механических анализов, содержание песчанистого материала в лёссовидных породах на этих площадях колеблется в пределах 30—50%. Резко уменьшенными количествами песчанистые фракции (крупнее 0,05 мм) представлены в лёссовидных породах северо-западных площадей (Новочеркасск, Мечетинская, Анастасиевка, Ейск). Здесь содержание песчанистого материала обычно не превышает 1—2%. В количестве от 2 до 12% песчанистые фракции присутствуют на Кубани (Темиргоевская, Краснодар, Тихорецкая). Так же сравнительно небольшими количествами, максимумом до 18%, отмечается песчанистый материал в лёссовидных породах Центрального Предкавказья (Георгиевск).

Содержание в породах песчанистого материала, несомненно, имеет важное генетическое значение, указывающее на роль приноса местного осадочного материала в формировании лёссовидных накоплений. Очевидно, что повышенное количество песчанистых фракций в восточных районах следует связывать с приносом и перевеванием песчанистого материала обширных Прикаспийских песчанистых равнин Каспийской позднечетвертичной регрессии.

В соответствии с этим здесь же, на восточных площадях, песчанистый материал представлен и в наиболее крупнозернистых фракциях. В лёссовидных породах на этих площадях местами даже значительно представлена фракция песка от 0,1 до 0,25 мм (обычно в верхних горизонтах). На остальных площадях, особенно на северо-западе и западе, подобные крупные зерна песка почти не встречаются.

Глинистые фракции меньше 0,005 мм в лёссовидных породах на рассматриваемой территории, как в количественном отношении, так и в качестве, меняются по различным горизонтам и районам. Максимальным содержанием глинистые фракции выражены в Предкавказском лёссовидном покрове, а также на Кубани и на северо-западе рассматриваемой территории. Содержание этих фракций на данной части территории

испытывает колебания в пределах от 35 до 55%. Особенно высоким содержанием глинистых фракций отличаются лёссовидные породы Георгиевска, Темиргоевской, Ейска, Новочеркаска. На восточных площадях лёссовидные породы связаны своим формированием с приносом материала из областей Прикаспия и характеризуются сравнительно пониженным количеством глинистых фракций.

КЛАСТОГЕННЫЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД

Кластогенные алевритистые и мелкопесчанистые минералы в составе исследованных лёссовидных пород имеют существенное значение и представлены, как и обычно в лёссовидных породах, очень большим списком различных минералов (Ананьев, 1956; Кохановский, 1959; Шамрай, 1955; Шамрай, Орехов, 1961). Характеризуя комплекс породообразующих кластогенных минералов, особенно в их алевритистой части, мы можем отметить, что этот комплекс имеет в основном кварц-полевошпатовый состав, но преобладающим минералом повсеместно является кварц. Обычно кварц представлен мелкими, иногда чуть заметно отшлифованными водян-но-прозрачными зернами с нормальным угасанием, реже встречаются заметно катаклазированные зерна. Нередко наблюдаются разности, переполненные газовыми и жидкими включениями. Частыми являются зерна метаморфического кварцита с типичной агрегационной структурой и мозаичным угасанием. В некоторых местах зерна кварца покрыты буроватой железистой рубашкой. Особенно это относится к лёссовидным породам предкавказских и кубанских разрезов.

Полевые шпаты в исследованных породах обычно содержатся в количествах от 15 до 20% и только в редких случаях снижаются до 8—10% (Тихорецк, Ейск). Зерна полевых шпатов большей частью достаточно свежие и нередко заметно отшлифованные, угловато-окатанные. Лишь в предгорных районах и на Кубани полевые шпаты большей частью пелитизированы. Среди полевых шпатов преобладают кислые плагиоклазы и ортоклаз. Реже встречается решетчатый микроклин и совсем редко основные плагиоклазы, обычно сильнопоразложенные.

На некоторых площадях в составе легкой фракции отмечается повышенное содержание пирокластического материала. Грязноватые, часто желтоватые и буроватые зерна этого материала обычно сильно изменены и замещены малопрозрачным глинистым материалом и кремнистым веществом, заметно поляризующим свет.

Особенно велика примесь пирокластического материала в лёссовидных породах на сальской площади (от 18 до 29%), на заветинской (11—17%) в новочеркасском разрезе (11—13%), в Элисте (14—17%).

Постоянно в составе кластогенного материала (фракции крупнее 0,01 мм) присутствуют слюды. Обычно количество слюд колеблется в пределах 1—2%, но на восточных площадях (Элиста, Гашун, Георгиевск, Степное, Благодарное) суммарное содержание слюд в составе легких фракций достигает 4—5%.

Слюды представлены в основном бесцветными чешуйками мусковита, редкими чешуйками почти постоянно встречаются биотит и хлорит. В восточных районах (Гашун, Сальск, Степное, Георгиевск) содержание этих минералов в легких фракциях резко повышается, как повышается и содержание слюд.

Редкими и единичными зернами в составе алеврит-песчанистых фракций лёссовидных пород, в качестве переотложенного аллохтонного мате-

риала встречаются глауконит, отшлифованные обломки кальцита и доломита, отшлифованные фораминиферы и обломки раковин макрофауны.

На некоторых площадях в составе алевроито-песчанистых фракций, иногда обильно (Ейск), представлен гипс. Однако этот минерал, несомненно, имеет аутигенное происхождение. Почти постоянно в породах содержится растительный шлам, в частности пыльца растений.

В составе лёссовидных пород больше присутствует тяжелых кластогенных минералов. Общий список их для всей территории остается примерно постоянным, но количественные их взаимоотношения и типоморфные проявления на ряде площадей изменяются. Это, как будет показано ниже, в совокупности с другими признаками позволяет выделить на рассматриваемой территории ряд особых структурно-минералогических лёссовых провинций.

Ведущими тяжелыми кластогенными минералами лёссовидных пород на рассматриваемой территории, как и вообще в лёссовидных породах на юге СССР, являются минералы группы эпидота. Содержание этих минералов в породах на исследованной территории колеблется обычно в пределах 25—30%. Лишь в редких случаях оно снижается до 14—16% (Степное), что объясняется более крупнозернистой структурой кластогенных фракций.

Количественные взаимоотношения между собственно эпидотом и цоизитом на различных площадях не постоянны. На восточных и северо-западных площадях (Новочеркасск, Мечетинская, Гапун, Заветное и др.) в составе эпидотовой группы минералов резко преобладает цоизит. На юге территории (Краснодар, Темиргоевская, Георгиевск) цоизит имеет подчиненное значение, и преобладающим является собственно эпидот. Примерно одинаковое количество эпидота и цоизита содержится в средней полосе рассматриваемой территории и Приазовья (Ейск, Тихорецк, Благодарное).

Меняются также на различных площадях типоморфные признаки минералов. На северо-восточных и северо-западных площадях цоизит представлен почти исключительно мелкими (0,05—0,10 мм), зачастую заметно отшлифованными свежими прозрачными зернами. Такими же мелкими сравнительно свежими прозрачными, заметно окатанными зернами на этих площадях представлен и эпидот.

В отмененных южных разрезах эпидот чаще всего встречается в виде грязноватых, малопрозрачных зерен, обычно неправильной формы. Так же часто загрязнены продуктами разрушения зерна цоизита. Размеры зерен в этих южных разрезах заметно более крупные по сравнению с северо-восточными и северо-западными разрезами.

Амфиболы также являются постоянными минералами лёссовидных пород исследованной площади. Их содержание на различных участках колеблется от 12 до 29%. Максимальное количество амфиболов — от 18 до 29% — имеется в северо-восточной части исследованной территории (Гапун, Элиста, Сальск и др.). Несколько меньше их в северо-западных разрезах (Ейск, Мечетинская и др.).

Среди минералов амфиболовой группы преобладает обыкновенная роговая обманка. На северо-востоке и на северо-западе площади этот минерал представлен мелкими, с максимальным размером зерен до 0,1 мм, призматическими разностями. Зерна всегда свежие, большей частью с заметно отшлифованными краями.

На юге зерна роговой обманки сравнительно крупнее и большей частью заметно разрушенные. Они хлоритизированные и эпидотизированные, часто замещены окисно-железистым материалом.

В виде редких зерен встречаются актинолит, тремолит, арфведсонит, базальтическая роговая обманка. Из них наиболее важное значение имеет

последняя. Встречаясь на юге Русской платформы лишь в четвертичных отложениях, этот минерал позволяет ограничивать четвертичные толщ от подстилающих более древних пород (Шамрай, 1955; Шамрай, Орехов, 1961).

Содержание базальтической роговой обманки возрастает в направлении с севера на юго-восток. В южных и юго-восточных разрезах количество базальтической роговой обманки достигает 3—4% и местами выше. Количество тремолита и актинолита увеличивается в том же направлении.

Значительно распространены в лёссовидных породах на юге Русской платформы пироксены, хотя встречаются они не везде и не в одинаковых количествах.

Максимальное количество пироксенов встречено в юго-восточной части территории (Степное, Благодарное, Георгиевск, Грозный, Моздок). Здесь содержание их колеблется от 4 до 17%. Менее высоким содержанием пироксенов (1—2%) характеризуются лёссовидные породы Северо-Западного Предкавказья (Тихорецк, Краснодар, Темиргоевская). Лишь очень редкими или единичными зернами пироксены отмечаются повсеместно в северо-восточных и вообще северных площадях лёссовидного покрова (Гашун, Элиста, Сальск, Заветное, Новочеркасск, Анастасевская и др.).

Минералогически пироксеновая группа представлена почти исключительно ромбическими пироксенами — гиперстеном, реже — энстатитом, эгирином и единично бронзитом. Моноклинные пироксены встречаются очень редко и главным образом в Предкавказье. Среди них встречаются авгит, реже — диопсид.

Повышенные содержания пироксенов в области Предкавказья, как и повышенные содержания базальтической роговой обманки в этих районах, указывают на их кавказское происхождение. Они связаны с разрушением широко распространенных в этой области Кавказа мощных эффузивных излияний. Как показали наши исследования речного аллювия рек рассматриваемой территории (Терек, Чегем, Баксан, Ардон и др.), дренирующих многочисленные выходы эффузивов, ромбические пироксены являются одним из основных минералов аллювиальных песчаных масс. Возможен также принос ромбических пироксенов с территории Юго-Восточного Предкавказья (Кура).

Магнетит, как и амфиболы, пироксены и минералы группы эпидота, также имеет существенное значение в составе лёссовидных четвертичных пород: в более древних толщах он представлен слабо (Шамрай, 1955; Шамрай, Орехов, 1961). Его количества заметно возрастают в лёссовидных породах на юго-востоке территории, на площадях максимального распространения пироксенов.

Некоторые палеогеографический интерес представляют собой минералы — дистен, силлиманит, ставролит. На юге эти минералы отсутствуют или почти отсутствуют. Чаще они отмечаются в северных разрезах лёссовидного покрова (Новочеркасск, Мечетинская и др.). На этом основании следует прийти к заключению, что дистеновая группа минералов, в отличие от пироксенов, имеет северное происхождение.

Постоянно присутствуют в исследованных лёссовидных породах плевелит, циркон, рутил, гранат, лейкоксен. Обычно содержание каждого из них достигает нескольких процентов. Редкими или единичными зернами на всей территории встречаются турмалин, сфен, апатит, брукит, анатаз, пикротит, хлоритид.

Наконец, необходимо отметить присутствие биотита и хлорита. Повышенным содержанием (в сумме нередко до 5—6% и выше) эти минералы

насчитываются в Предкавказской полосе вместе с повышенным содержанием пироксенов. Последнее указывает, что биотит и хлорит, как и пироксены, имеют главным образом кавказское происхождение. Достаточно обильным содержанием биотит встречен также на северо-востоке рассматриваемой территории (разрезы Гашунский, Сальский). Однако на этих площадях биотит, в отличие от Северо-Восточного Предкавказья, сильно разрушен, хлоритизирован, участками обесцвечен, в результате чего удельный вес этой особой типоморфной разности биотита сильно понижен и минерал попадает почти исключительно в легкие фракции.

Можно предположить, что эта типоморфная разность биотита, по-видимому, имеет волжско-уральское происхождение.

ГЛИНИСТЫЙ КОМПЛЕКС МИНЕРАЛОВ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В ИНЖЕНЕРНО-ТЕХНИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД

Изучение глинистых минералов лёссовидных пород, производившееся несколькими методами, показало, что в качественном отношении их комплекс на всей исследованной территории имеет почти однородный состав. Повсеместно в составе глинистого комплекса (сиалитные глинистые минералы) фиксируются гидрослюды, монтмориллонит и каолинит (таблица). В качестве постоянного минерала отмечается галлуазит. Однако количественные их взаимоотношения и содержание на различных площадях и в различных горизонтах претерпевают очень сильные изменения. Особенно резко изменяются количества важнейших породообразующих глинистых минералов — гидрослюды и монтмориллонита.

Резко преобладающим количеством гидрослюды обладают лёссовидные породы Новочеркасской площади и района г. Элиста. На юге большое количество гидрослюды обнаружено в лёссовидных породах в районе с. Степное и г. Георгиевска.

Лёссовидные породы с почти чисто монтмориллонитовым составом и подчиненными примесями гидрослюды и каолинита, установлены также лишь в нескольких районах (Гашун, Семиргоевская, Тихорецк, Краснодар). На остальных площадях эти два важных породообразующих минерала (гидрослюда и монтмориллонит) в рассматриваемых породах представлены примерно одинаковыми количествами.

Каолинит постоянно присутствует лишь в виде незначительной примеси. Несколько повышенное содержание его отмечено в Гашунском и Новочеркасском разрезах, хотя количественно этот минерал значительно уступает монтмориллониту и гидрослюде.

В тонкой глинистой части лёссовидных пород в качестве тонкодисперсных минералов постоянно присутствуют аутигенные минералы, особенно железистая их группа и карбонатный материал. Железистые минералы, согласно данным дифференциальных кривых нагревания, представлены гидрогетитом и гетитом, а карбонатный материал — тонким пелитоморфным известковистым веществом. Изредка встречаются доломит и сидерит, представленные сравнительно крупными частичками и кристалликами и по существу в собственно глинистые фракции не входящие.

Рентгенографически в составе глинистых фракций постоянно и нередко в больших количествах фиксируется тонкодисперсный кварц, который, как отмечалось выше, составляет собственно пелитовую часть тонких фракций лёссовидных пород («физическая глина»).

Таким образом, глинистый состав исследованных лёссовидных пород, как это известно и по литературным данным, характеризуется значительной пестротой. Меняются количественные взаимоотношения между различными минералогическими представителями, отчасти изменяется

Т а б л и ц а

Количественные, типоморфные и минералогические особенности глинистых фракций лёссовидных пород

Лабораторный номер	Номер шурфа	Глубина, м	Местоположение шурфов	Содержание тонких фракций в составе проб, %		Типоморфный характер глинистой фракции (<0,001 мм)	Преобладающие породообразующие глинистые минералы фракций <0,001 мм	Категория просадочности грунтов по данным НИИ по строительству в г. Ростове-на-Дону
				0,005— —0,001 мм	<0,001 мм			
1	5	4	Р. Гапун	4,4	9,9	Пелит-глинистая	Монтмориллонит	III категория, сильно-просадочные
2	5	8	»	9,7	14,3	То же	»	»
3	5	12	»	5,2	11,8	»	»	»
4	5	20	»	7,5	8,1	»	»	»
5	8	4	Г. Элиста	0,8	24,0	»	Гидролюда	I—II категории, слабо-и среднепросадочные
6	8	8	»	0,5	7,3	»	»	II категория, среднепросадочные
7	16	4	Г. Сальск	9,48	36,76	»	»	»
8	16	8	»	11,65	44,01	»	Монтмориллонит	»
9	16	10	»	9,76	41,24	»	»	Непросадочные
10	16	14	»	6,07	47,02	»	»	III категория, сильно-просадочные
11	6	4	Ст. Заветное	7,5	13,7	»	»	»
12	6	8	»	11,9	15,1	»	Гидролюда	»
13	6	16	»	4,1	18,7	»	»	»
14	15-а	4	Ст. Степное	0,6	10,0	»	»	»
15	15-а	8	»	4,1	4,7	»	»	»
16	15-а	14	»	3,7	10,1	»	»	»
17	14	4	Ст. Благодарное	9,9	14,7	Глинисто-пелитовая	Монтмориллонит	»
18	1	4	Г. Георгиевск	8,6	25,6	То же	Гидролюда	»
19	1	8	»	12,9	48,5	»	Монтмориллонит	»
20	1	4	Г. Новочеркасск	7,36	43,72	Существенно пелитовая	Гидролюда	II категория, среднепросадочные
21	1	8	»	10,46	36,99	То же	Монтмориллонит	»
22	3-а	4	Ст. Анастасиевка	6,6	38,4	Пелит-глинистая	»	IV категория, слабопросадочные
23	3-а	7	»	5,0	44,0	То же	Гидролюда	»
24	9	4	Г. Ейск	19,2	31,8	»	Монтмориллонит	»
25	9	8	»	8,2	39,8	»	Гидролюда	»
26	10	4	Г. Тихорецк	8,9	38,6	Существенно глинистая	Монтмориллонит	»
27	10	8	»	2,0	44,0	То же	»	»
28	11	4	Сев.-восточнее г. Краснодара	0,2	36,0	»	»	»
29	13	4	Ст. Темнирговская	8,6	38,4	»	»	»
30	13	8	»	6,5	48,5	»	»	»
31	1	4	Ст. Мечетинская	1,0	30,0	Пелит-глинистая	Гидролюда, монтмориллонит	I—II категории, слабо-и среднепросадочные

и комплекс минералов. Обычно с изменением минералогического состава лёссовидных пород некоторые исследователи (Ларионов, Ананьев, 1956; Седлецкий, 1954; Юсупов, 1940) увязывают инженерно-технические свойства лёссовидных грунтов. В частности, отмечается, что положительным признаком их является существенно монтмориллонитовый состав глинистой части (Ларионов и др., 1959; Седлецкий, 1954; Седлецкий, Бураева, 1952).

Следует признать, что на данной территории лёссовидные породы с монтмориллонитовым составом действительно являются наиболее устойчивыми в инженерно-техническом отношении грунтами. Так, например, согласно производившейся Научно-исследовательским институтом по строительству качественной инженерно-технической оценке грунтов (Воляник и др., 1960; Воляник, Контелова, 1962), лёссовидные породы на юге территории (Краснодар, Ейск, Тихорецк) выделены как обладающие наибольшей устойчивостью и наименьшей просадочностью. Вместе с тем и минералогический состав этих пород оказался преимущественно монтмориллонитовым (см. таблицу). Однако в некоторых местах подобные же лёссовидные породы с существенно монтмориллонитовым составом глинистой части характеризовались резко просадочными свойствами. Например, сильно просадочными грунтами с монтмориллонитовыми глинистыми комплексами оказались лёссовидные породы на Гашунской площади, в районе с. Заветного, Благодарного и др. (см. таблицу).

Все это подтверждает, что в инженерно-технической оценке и в инженерно-техническом поведении лёссовидных грунтов относительные количественные соотношения между отдельными глинистыми минералами и преобладание в составе их комплексов монтмориллонитовой группы, несомненно, имеют важное значение. Однако сами по себе эти соотношения не всегда являются решающими. Не менее важное значение имеют абсолютные количества монтмориллонита и других минералов и, что особенно важно, соотношения их с чисто пелитовой частью (тонкодисперсный кварц — физическая глина) в лёссовидных грунтах. Как показали исследований, лёссовидные породы на различных площадях и различных горизонтах характеризуются неодинаковыми количествами тонких глинистых фракций (меньше 0,001 мм) и главное — резко неодинаковыми количествами в составе этих тонких фракций собственно глинистого сialлитного материала (см. таблицу). Некоторые лёссовидные грунты по относительным соотношениям глинистых минералов могут характеризоваться как существенно монтмориллонитовые, но в абсолютных количествах монтмориллонита в них очень мало, и грунты в этом случае характеризуются резко просадочными свойствами. Это может определяться или общим весьма незначительным объемом в подобных породах собственно тонких глинистых фракций, а вместе с иппи и монтмориллонита, или разбавлением их пелитовым материалом (физическая глина — дисперсный кварц), или тем и другим вместе взятыми. Подобные грунты с существенно монтмориллонитовым составом тонкой глинистой субстанции, но с низким абсолютным его количеством распространены на северо-востоке исследованной территории (Гашун, Заветное и др.). Общее валовое содержание глинистого материала в этих грунтах обычно не превышает 10—15% (см. таблицу), что и определяет собой очень низкие содержания монтмориллонита, а тем самым и весьма низкие инженерно-технические свойства грунтов.

Снижение роли монтмориллонитового фактора в лёссовидных породах в результате повышенного содержания пелитового материала хорошо иллюстрируется такими разрезами лёссовидных пород, как с. Заветное, с. Благодарное, г. Сальск и др. Глинистая фракция лёссовидных пород в

этих разрезах представлена тонким, менее 0,005 мм, обломочным материалом, главным образом кварцем, обусловившим резкую просадочность этих грунтов.

Полученные таким образом данные показывают, что при инженерно-технической оценке лёссовидных грунтов необходимо учитывать не только состав собственно глинистого комплекса минералов. Важное значение также имеют абсолютные содержания этих минералов, особенно монтмориллонита. Они определяются валовыми содержаниями глинистых фракций, а также степенью разбавления их пелитовым обломочным материалом.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Комплекс проведенных исследований показал, что в общем лёссовидные породы на территории Нижнего Дона, Южных Ергеней и Северного Предкавказья не совсем однотипны. На основании структурно-петрографических и особенно минералогических данных, среди них можно выделить несколько типов и провинций, хотя и не совсем резко очерченных. Несомненно, эти провинции определялись и обуславливались в основном направлением приноса осадочных масс и положениями питающих провинций.

В формировании исследованного лёссовидного покрова, бесспорно, важное значение имел эоловый фактор, обусловивший собой принос материала нередко из очень удаленных областей. Среди минералогических комплексов хорошо выделяются минералы, принесенные из северных областей платформы за счет развевавшихся различных ледниковых накоплений (морены, зандры, флювюгляциальные отложения). К подобным заведомо северным минералам следует отнести минералы дстен-ставролитовой группы, в значительной части амфиболы, минералы группы эпидота. Проведенные нами для ряда точек исследования моренных отложений из северных и центральных областей Русской платформы показали, что эти отложения очень обогащены отмеченными минералами.

Важное значение в составе лёссовидных пород имеют некоторые минералы, несомненно, кавказского происхождения, а возможно даже и закавказского происхождения. К таким минералам относятся базальтические роговая обманка, ромбические пироксены, биотит и другие. Кавказское происхождение также имеет пирокластический материал (вулканический пепел), нередко присутствующий в лёссовидных породах в достаточно заметных количествах. Безусловно, в составе лёссовидных пород можно определить минералы, поступившие также из других отдаленных областей.

Вместе с тем исследования показывают, что в формировании лёссовидных накоплений нередко важное значение имеют осадочные массы местного характера, принесенные из соседних участков и площадей. Так, например, на исследованных северо-восточных площадях данной территории важное значение имеет материал, принесенный, как отмечалось выше, из районов Прикаспия и, по-видимому, из дельтовых районов Волги. На юго-востоке территории наиболее существенное влияние оказал на состав исследования отложений материал, принесенный с Кавказа, а также районов Западного Прикаспия. Юго-запад территории характеризуется лёссовидными породами, в накоплении которых существенное значение имел местный принос кубанского материала, а также западнокавказского.

На основании минералогических и структурно-петрографических данных, отображающих источники поступления осадочных масс, на общей площади распространения лёссовидного покрова исследованной территории можно выделить ряд отдельных минералогических и структурно-петрографических провинций.

1. Терско-Кумская существенно пироксеновая минералогическая провинция. Она охватывает весь бассейн Терека и Кумы вплоть до Каспийского моря. В минералогическом отношении лёссовидные породы этой провинции характеризуются, кроме минералов северного происхождения, повышенным содержанием и своим составе ромбических пироксенов, базальтической роговой обманки, биотита и хлорита, поступивших за счет местного приноса (Терек, каспийские отложения, Юго-Восточный Кавказ). Структура глинистой фракции лёссовидных пород большей частью глинисто-пелитовая. В составе комплекса собственно глинистых минералов преобладает гидрослюда. Содержание тонких пелит-глинистых фракций в лёссовидных породах уменьшается с запада на юг в направлении к Каспийскому морю.

2. Западная Предкавказская (Кубанская) провинция. Минералогически ее можно выделить под названием эпидот-роговообманковой провинции, так как в отличие от других районов здесь среди минералов эпидотовой группы преобладающим является собственно эпидот. Цоизит имеет обычно подчиненное значение. Эта провинция охватывает весь бассейн Кубани, а также бассейны степных рек (Бейсуг, Кирпили, Ея), впадающих в Азовское море и представляющих собой древние русла Кубани.

Местный принос находит отражение в виде повышенных содержаний эпидота, а также роговой обманки с особыми ее типоморфными проявлениями (хлоритизация и эпидотизация).

Объемы тонких глинистых фракций большей частью повышенные, состав их существенно глинистый. Собственно глинистые комплексы имеют или преимущественно монтмориллонитовый или монтмориллонит-гидрослюдистый состав.

Поступление осадочного материала здесь в значительной мере осуществляется за счет перевезания древних флювиогляциальных масс, распространенных широкими полями в предгорной полосе Северо-Западного Кавказа.

3. Северо-восточная Сало-Манычская — цоизит-роговообманковая провинция. Эта провинция охватывает площади Сало-Манычского водораздела и далее на восток прослеживается вплоть до Каспийского моря.

В отличие от других площадей здесь в составе тяжелых фракций лёссовидных пород ведущими минералами являются свежая зеленая роговая обманка (в отличие от Кубанской провинции), чаще всего отшлифованная, и цоизит. Резко уменьшается содержание собственно эпидота, пироксена, базальтической роговой обманки.

Пониженными количествами в лёссовидных породах характеризуются тонкие глинистые фракции. По типоморфному характеру они относятся в значительной мере к пелит-глинистому типу. Собственно глинистый комплекс минералов большей частью имеет монтмориллонитовый состав.

4. Нижне-Донско-Донецкая существенно цоизитовая провинция. Территориально эта провинция захватывает бассейн Нижнего Дона и Нижнего Донца. В составе тяжелого комплекса минералов характерным является цоизит, в значительно меньших количествах присутствует свежая, заметно отшлифованная роговая обманка, и собственно эпидот. Редкими зернами встречается характерная для других провинций базальтическая роговая обманка и пироксены. За счет местного приноса, особенно на Донце, в заметных количествах появляются минералы дистеновой ассоциации (дистен, силлиманит, ставролит).

Объем тонкодисперсных глинистых фракций повышенный. По типоморфному характеру эти фракции относятся к существенно пелитовому составу. Собственно глинистые минералы имеют монтмориллонит-гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав.

В заключение необходимо сказать, что, признавая эоловый процесс как основной фактор лёссовоаккумуляции, следует отметить на отдельных участках и другие процессы и причины образования этого типа пород. В частности в самых крайних районах предгорных участков, несомненно, имели место аккумуляции лёссовидных пород аллювиального типа.

В Донбассе лёссовидные породы подверглись значительному делювиальному перемещению.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьев В. П. Минералогический состав лёсса Ставрополя (Северный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1956, 110, № 6.
- Воляник В. Е., Коптелова С. Н., Дуве Е. А. Схематическая карта распространения лёссовых грунтов на Северном Кавказе. Масштаб 1 : 1 000 000. Ростовск. НИИ по стр-ву, Акад. стр-ва и архитектуры СССР, 1960.
- Воляник В. Е., Коптелова С. Н. Характеристика просадочности лёссовых грунтов Северного Кавказа.— Материалы совещ. по закреплению и уплотнению грунтов. Киев, Акад. стр-ва и архитектуры УССР, 1962.
- Коханский П. П. Минералогический состав лёссовидных отложений некоторых районов Южных Ергеней.— Уч. зап. Ростовск. гос. ун-та, 1959, 44, вып. 8.
- Ларионов А. К. и Ананьев В. П. К просадочности лёссовых пород Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1956, 108, № 2.
- Ларионов А. К., Приклонский В. А., Ананьев В. П. Лёссовые породы и их строительные свойства. М., 1959.
- Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы лёссов просадочных блюд Ростовской области.— Уч. зап. Ростовск. гос. ун-та, 1954, 23, вып. 5.
- Седлецкий И. Д., Бураева А. Г. Коллоидно-дисперсные минералы лёссовидных суглинков нижнего течения реки Дон в связи с явлениями просадок.— Уч. зап. Ростовск. гос. ун-та, 1952, 18.
- Шамрай И. А. Минералогический состав лёссовидных пород Нижнего Дона и Северного Предкавказья как показатель их эолового происхождения.— Уч. зап. Ростовск. гос. ун-та, 1955, 33, вып. 6.
- Шамрай И. А., Орехов С. Я. О стратиграфическом выделении четвертичных отложений на юге Европейской части СССР по минералогическим критериям.— Материалы совещ. по изуч. четверт. периода, 1961, 2.
- Юсупов С. М. Зависимость физико-химических свойств глин от состава коллоидно-дисперсных минералов.— Докл. АН СССР, 1940, 26, № 9.

Г. В. ОБЕДИЕНТОВА

ГРАНИЦЫ И ХАРАКТЕР ОЛЕДЕНЕНИЙ НА ВОСТОКЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ

В связи с исследованиями долины Волги нам удалось собрать материал по ледниковым отложениям Русской равнины в широтной полосе от Валдайской возвышенности на западе до Вятского вала на востоке. Изучение четвертичного покрова за пределами долины Волги не было самостоятельной целью. В задачу наблюдений входило установление связи морфологии долины Волги с распространением различных генетических типов ледниковых отложений. При этом выяснилось, что распространение ледниковых форм является закономерным и определяется условиями рельефа ледникового ложа и что граница оледенений с необычайной четкостью отражается в долине Волги. Используя объективный материал полевых наблюдений и геологические данные, мы смогли изложить результаты наблюдений в настоящей статье.

Это тем более оправдано, что восточная часть зоны бывших оледенений исследована значительно менее тщательно, чем западная, а обобщающие работы, в том числе и последних лет, построены в основном на материалах западных районов. Восточные границы днепровского и московского оледенений проводятся весьма схематично.

Не ставя целью статьи обзор современного состояния вопроса о количестве оледенений, мы не будем касаться взглядов отдельных исследователей. Ограничимся лишь кратким замечанием, что наиболее принятым сейчас является представление о четырехкратном оледенении Русской равнины. Однако существуют и иные взгляды. Среди них наиболее распространен взгляд о множественности (6—8) оледенений (Москвитин, 1954, 1959; Цапенко и Махнач, 1959; Яковлев, 1956). В долине Волги четко отражаются границы лишь трех последних оледенений. Граница более раннего оледенения — окского в морфологии долины не выражена, а отложения его нигде в естественных обнажениях долины Волги не вскрываются.

Методика установления границ оледенений определилась практикой полевых исследований. Наиболее надежным критерием оказалась морфология долины Волги, наименее надежным — так называемые краевые образования.

Для Русской равнины, как и для районов современного равнинного оледенения, характерно слабое развитие конечных морен. Кроме того, то, что принимается за конечные морены, нередко имеет иное происхождение. На этом основании И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939) пришли к выводу, что конечные морены не являются руководящим типом краевого рельефа.

В примыкающих к долине Волги районах зоны московского оледенения слабо развиты и напорные образования. Наблюдаются лишь вдавливания обломков кристаллических пород в юрские глины, сохранившие при этом характерную слоистость и текстуру и микросматия рыхлых четвертичных пород, которые можно назвать гляциодислокациями. В восточной части исследуемого района и эти явления не наблюдаются, что

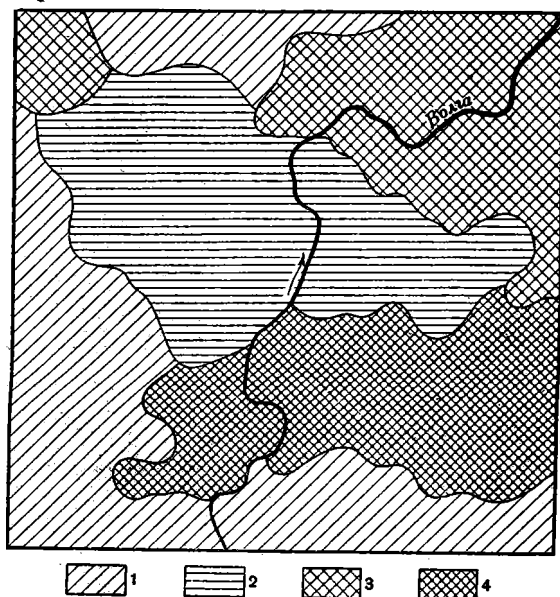


Рис. 1. Участок аккумулятивного ледникового рельефа в зоне московского оледенения (схематическое изображение)

1 — моренная равнина; 2 — озерная равнина; 3 — грядово-равнинный рельеф водно-ледникового происхождения; 4 — холмистый рельеф водно-ледникового происхождения

ского, наблюдается повторяемость комплекса краевых образований. Этот комплекс представляет собой сложное сочетание моренных равнин и возвышенностей с равнинами водно-ледникового происхождения (в том числе и камовых), сопровождаемое озерными равнинами и задровыми конусами выноса (рис. 1). Следовательно, на протяжении свыше 800 км в полосе не менее 200—300 км ширины, идущей вдоль южной и восточной окраины бывшего ледника, наблюдаются формы краевых образований. Возможна ли такая обширная зона краевых образований? Да, если ее характеризовать как область пассивного льда. Но в этом случае она не дает никакого указания на положение границы оледенения.

Наличие комплекса аккумулятивных форм, созданных в зоне пассивного льда, свидетельствует лишь об условиях таяния и уничтожения ледникового покрова. Таяние льда происходило как с его края, так и с поверхности, что при его неравномерной мощности, зависящей от рельефа подстилающего ложа, приводило к распадению покрова на глыбы разного льда. Такой взгляд на процесс таяния льда ранее уже был высказан И. П. Герасимовым и К. К. Марковым (1939), затем А. И. Спирин (1949). Преобладание таяния льда по вертикали (наряду с горизонтальным отступанием) установлено А. А. Никоновым (1961) на Камчатке, в зоне последнего оледенения, где ледниковые аккумулятивные формы имеют хорошую сохранность. По мнению С. А. Евтеева (1961) ледяной щит Антарктиды убывает сверху, чем и объясняется наличие ледниковых нунатаков.

Граница льда при таянии сверху приобретала причудливые, разорванный характер. Вокруг глыб льда, имевших различные размеры, формировались комплексы ледниковых образований.

свидетельствует об отсутствии напора льда в этой части краевой зоны московского оледенения. В то же время напорные образования наблюдаются в краевой зоне валдайского оледенения, где их образование связано с наличием подледникового валдайского уступа, послужившего препятствием продвижению льда.

Таким же ненадежным указанием границы ледникового щита или покрова является комплекс краевых образований — моренные холмы и камы, формирующиеся в условиях пассивного и мертвого льда.

Исследования значительной по протяжению полосы в пределах зоны московского оледенения показали, что всюду границы валдайского оледенения до края московского оледенения.

Раньше вытаивали возвышенные участки подледникового ложа. Здесь формировались моренные холмы и равнины. Вокруг глыб льда, сохранившихся в понижениях рельефа, талые воды образовывали временные озера, короткие потоки и конусы выноса. В подледниковых бассейнах формировались камы. По мере таяния льда исчезали подпруженные им озера, изменялось положение границы льда, появлялись новые озера. Среди водно-ледниковых форм, образующихся вокруг и внутри ледяных массивов, формировались и небольшие участки морены, но их возникновение связано было уже не с возвышенным положением коренного ложа, а с характером таяния льда и скоплением на его поверхности неразмывтых валунов и суглинков. Таково, по нашему мнению, происхождение краевых образований. Множественность «краев» льда обусловила повторяемость комплексов аккумулятивных ледниковых форм, не дающих указания о положении края ледникового щита.

Для определения границы максимального распространения льдов могут служить следующие критерии: свежесть ледниковых форм, наличие морены, краевые зандры и речные долины.

Хорошая сохранность аккумулятивных ледниковых форм послужила одним из указаний для установления границы последнего оледенения Н. К. Марковым (1939). Для валдайского оледенения этот признак является необычайно выразительным. Холмистый рельеф Валдайской возвышенности резко отличается от Калининской равнины с эрозионным расчленением и участками сглаженных холмов. Но свежестью ледниковых форм не отличаются зоны ни московского, ни днепровского оледенений, вследствие чего этот критерий не может нам помочь в установлении былой границы льдов.

Распространение морены, в случае хорошей ее сохранности, служит надежным признаком. Однако из-за плохой сохранности в восточной части равнины поиски ее требуют детальных исследований.

Наиболее ярким свидетельством бывшего положения края льда являются краевые зандры. В отличие от внутренних равнин водно-ледникового происхождения, в которых отсутствует пространственная сортировка отложений, в краевых зандрах, в направлении от положения фронта льда к внешнему (дистальному) краю зандра, петрографический состав валунов и галек беднеет, песчано-галечниковый материал постепенно измельчается. В условиях отсутствия конечных морен внутреннего (проксимальная) сторона зандра примыкала непосредственно к краю ледника. Тем самым намечается граница оледенения.

Очень важным показателем пограничной зоны бывшего оледенения являются речные долины. Положение края льда отражается в морфологии речных долин настолько ярко, что не может вызвать сомнений или кризисов. В краевой зоне того или иного оледенения наблюдается появление новых террас, несвойственных ледниковой зоне, зарождающихся среди (или вблизи) внутреннего края зандров. Наблюдения в долине Волги и дали в основу излагаемых ниже данных о положении границ оледенений в зоне, прилегающей к Волге. Естественно, что эти наблюдения сопровождались изучением характера оледенения и отражения его в формировании долины. Обзор начнем с древних оледенений.

Границы нижнечетвертичного, окского, оледенения остались, после исследований в долине Волги, такими же неясными. Кроме единственного в центре Европейской части обнажения перемытой морены у г. Лихвина (теперь Чекалина), отложения, относящиеся к этому оледенению, вскрыты отдельными буровыми скважинами. В то же время в более западных районах — Польше, Белоруссии, следы оледенения распространены, как известно, широко. Это позволяет говорить об убывании оледенения к во-

стоку. Наряду с этим выяснено, что дочетвертичный рельеф Русской равнины глубоко, местами до 200—300 м, расчленен, т. е. имел низкогорный характер. Достаточно указать по этому вопросу на работу С. М. Шук (1960) и наши обобщения по Верхней Волге (1962а). Условия рельефа, разорванный характер отложений древнего оледенения, преобладание в них местных пород и наиболее частая приуроченность нижней морены к погребенным речным долинам наводят на мысль, что древнее оледенение в центральных частях носило долинный характер. Отсутствие третьей морены и общее убывание следов оледенения к востоку позволяют сделать второе предположение, что восточнее меридиана Москвы древнее оледенение (или оледенения) не имело места.

Следы среднечетвертичных оледенений, напротив, распространены в прилегающих к Волге районах очень широко. На всем пространстве от границы валдайского оледенения до Кинешмы вскрываются одни или, чаще, два горизонта морены. Эти же два горизонта морены вскрываются в разрезе верхней (московско-валдайской) террасы Волги. Ниже устья р. Тьмы (выше Калинина) описан следующий разрез этой террасы:

Мощность, м

al Q ^{1mi} _{III}	Песок мелкозернистый, желто-бурый, тонкослоистый, с редкими включениями тонкослоистого мелкого гравия	2,0
gl Q ^{4ms} _{II}	Морена. Суглинок коричнево-бурый, плотный, с включениями гальки, гравия и валунов кристаллических пород с линзами грубозернистого песка	5,5
	Контакт с нижележащим горизонтом четкий, следов размыва нет.	
al Q ^{3od} _{II}	Песок тонкозернистый, светло-желтый, тонкослоистый. Слоистость выклинивающаяся, диагональная. В нижней части наблюдаются тонкие прослойки мелкозернистого серого и ржавого цвета песка. На отдельных участках обнажения имеются линзы уплотненного песка со смятыми и скрученными слоями (следы сжатия ледником)	6,5
	Песок тонкозернистый, ржавого цвета, слоистый, с большим содержанием гальки из кварца, кремния и кристаллических пород	0,8
	Суглинок тонкий, пластичный, шоколадно-бурого цвета	0,2
	Песок тонкозернистый, бурый, мокрый (плывун)	0,3
gl Q ^{2dn} _{II}	Морена. Глина тяжелая, плотная, красно-бурая, с включениями гальки преимущественно из известковых и кремнистых, реже кристаллических пород. Видимая мощность до уреза воды в Волге	3,5

На возвышенностях дочетвертичного ложа, совпадающих, как правило, с структурно-геологическими повышениями, один, а иногда и оба горизонта морены выклиниваются. Так, ниже Углича у дер. Васильки в той же террасе вскрываются:

Мощность

al Q ^{1mi} _{III}	Песок мелкозернистый, палево-бурый, тонкослоистый	2
gl Q ^{4ms} _{II}	Морена красно-бурая, плотная, с большим количеством крупных валунов	4
Jз.	Песок белый, среднезернистый, слоистый. В верхней части толщи слой деформированы (гляциодислокации?). До уреза воды.	

В пределах Верхневолжских водохранилищ обнажения двух морен, разделенных межморенными песками, протягиваются на несколько километров, что и позволило проследить их выходы на всем пространстве. Сплошной покров ледниковых и водно-ледниковых отложений простирается до р. Унжи. Восточнее следы ледниковых образований развита слабее. С. Н. Никитин (1885) указал на «факт прекращения валунов и глины восточнее долины Унжи». В то же время он отметил небольшие выходы ее по притокам Ветлуги и Керженца. По данным П. А. Герасимова и М. П. Казакова (1939), производивших съемку 90-листа 10-верстной карты, морена развита лишь в бассейне Керженца, к востоку, на восточ-

разделе Керженца и Линды (правый приток Ветлуги) наблюдаются лишь скопления валунов. Граница распространения валунов проведена ими по правому берегу р. Рутки. Е. Н. Шукина (1933) утверждала, что южная граница нижней морены пересекает долину Волги в пределах Горьковской области. На основании этих данных граница днепровского оледенения проводится на север от окского языка оледенения по левому берегу Суры, пересекает Волгу вблизи устья последней и далее проведена Г. Ф. Мирчинком (1928) прямо на север к верховьям Ветлуги, Вятки и Камы. В этом направлении и проводится граница днепровского оледенения на всех картах четвертичных отложений. Позже, с целью подтверждения границы оледенения, были предприняты специальные исследования пуг-пресвяных холмов, редко разбросанных в междуречье Вятки и Ветлуги. Г. Ф. Мирчинк и С. А. Яковлев (1936) и К. Н. Пестовский (1936) пришли к выводу, что пуги сложены щебенкой местных пород и не могут свидетельствовать о продвижении сюда льдов.

Однако имеются и другие высказывания. П. И. Кротов (1912) считал, что вся Вятская губерния была покрыта льдом. Следы оледенения он отметил в бассейне р. Казанки и в районе г. Тетюши. Б. В. Селивановский (1950) отметил наличие ледниковых образований в бассейне рек Б. Кокшаги и Илети, на правом берегу Волги, вблизи устья Камы и на восточном склоне Вятского вала. Скопление валунов найдено также в бассейне р. Сухая Улема, в устье р. Цивили, у с. Сюкеева (Кавеев, 1959). Б. В. Селивановский (1961), предпринявший специальные исследования пуг, считает, что в их строении участвуют наносы Уральского центра оледенения.

В отношении строения пуг, очевидно, есть доля правды в высказываниях обеих спорящих сторон. Геоморфологический анализ привел нас к выводу о сложности их происхождения.

Пуги расположены изолированно одна от другой преимущественно в наиболее высоких участках водоразделов и представляют собой округлые холмы, крутые склоны которых постепенно переходят в более пологие водораздельные склоны. Строение пуг нам удалось изучить в карьере у с. Крутолисье, севернее г. Санчурска.

На поверхности здесь лежит коричневый, очень плотный суглинок мощностью около 1,0 м, делювиальное происхождение которого очевидно из того, что он включает из нижележащего горизонта гравий и гальку; густота которых вниз увеличивается.

Ниже в карьере вскрыта 5—6-метровая гравийно-галечниково-песчаная толща, темно-бурого цвета со слабовыраженной горизонтальной слоистостью. Галька и гравий хорошо и среднеокатаны, с блестящей полированной поверхностью, преобладающих темных — черного и бурого — цветов, из песчанистых, кремнистых и кварцевых пород. Галька мелкая, до 1,0 см в диаметре. Песок, вмещающий гальку и гравий, красно-бурый, разпозернистый с преобладанием крупно- и среднезернистого, очень глинистый, пачкает руки, в отдельных прослойках напоминает триасовый, содержит куски красноцветной глины. Слоистость толщи часто нарушена включением карманов, глубиной свыше 1 м, с сильномятыми, собранными в складки или поставленными на голову слоями песка и гравия.

Характерно противоречие в строении толщи, слагающей пуги: хорошая окатанность и полировка гальки и грубость, несортированность вмещающей толщи. Это своеобразие, наряду с наличием включений с нарушенной слоистостью, а также прерывистый характер распространения пуг свидетельствуют о необычном их происхождении. Очевидно, галька имеет неледниковое происхождение. Это — древний аллювий, сгруженный позже длинным ледником, захватившим при этом и коренные триасовые и пермские породы. Талые воды ледника отмыли эти скопления; гравийно-

галечниковые толщи сохранились лишь на водоразделах. Подтверждением этого является необычайное распространение в районе Санчурска широких ложбин стока. Пуга как бы обмыта со всех сторон, представляя собой останец размыва. При аллювиальном происхождении галечников пуг естественно наличие в них местных и уральских пород. Галечники могут иметь древний, дочетвертичный возраст. Установлено, в частности, что в районе Вятско-Ветлужского междуречья широко распространены континентальные триасовые песчано-конгломератовые породы (Игнатьев и Туманов, 1956), а также речные отложения олигоцен-миоценового возраста (Блом, 1960).

Н. Г. Иванова (1962), соглашаясь в вопросе происхождения пуг с К. Н. Пестовским (1936), указывает, что материал, слагающий пути, имеет мощность 8—10 м, содержит гальку местных и уральских пород и всюду лежит на размытой поверхности. Последнее явно противоречит утверждению этого автора, что пуги являются элювием пород нижнего триаса.

Из всего изложенного можно предположить, что пуги, несмотря на противоречия в их строении, являясь свидетелями распространения льдов. Карта распространения пуг могла бы помочь выявить очертания ледников, бывших когда-то на Вятско-Ветлужском междуречье, и подтвердить ледниково-останцовое происхождение пуг. К юго-западу от описанного карьера, в низком Заволжье, по свидетельству П. И. Кротова (1912) и Б. В. Селивановского (1950), морена и скопления валунов носят разорванный характер распространения, что, по нашему мнению, нельзя объяснить только последующим размывом, так как к северу от Горького, в аналогичных условиях, морена, по данным Г. И. Горьковского (1949), сохранилась. Очевидно, в центральной и восточной частях Горьковско-Марийской низины и на Вятско-Ветлужском междуречье (к югу от общепринятой границы) оледенение не было покровным.

На правом берегу Волги, не подвергавшемся такому размыву, как Заволжье, следы оледенения также носят локальный характер. К югу от Горького, на междуречье Волги — Оки — Кудьмы развиты ледниковые и водноледниковые отложения. Холмистый рельеф окаймляется с юга ложбинами стока ледниковых вод. Одной из них, прекрасно выраженной рельефе, воспользовалась р. Кудьма и некоторые ее притоки. К востоку от устья Кудьмы водоразделы и склоны притоков Волги покрыты покровными суглинками, лежащими непосредственно на коренных породах.

Вряд ли покровные суглинки имеют водно-ледниковое происхождение. Слишком резкий литологический переход наблюдается между песчаными заандрами Заволжья и суглинками правобережья. Покровные суглинки развиты всюду как в перигляциальной, так и во внеледниковой зоне и в зонах среднечетвертичных оледенений. Являясь современной (плейстоценовой) корой выветривания, покровные суглинки имеют разное образование, чаще всего элювиально-делювиальное, реже — солифлюкционное происхождение.

Таким образом, ледниковые образования на правобережье Волги в верхней части Приволжской возвышенности к востоку от устья Кудьмы отсутствуют. Они вновь появляются в низовьях Суры, в виде ложбин стока, в которых текут притоки Суры реки Выла, Чугунка и др. Долины эти были, вероятно, заложены еще в доледниковое время, а затем обработаны талыми водами, оставившими след в виде вогнутых участков в верхней части склонов долин. Аналогичную обработку долин произвели талые воды в низовьях рек Сундовик, Цивиль.

Еще более резко выражены следы стока талых ледниковых вод южнее на междуречье Суры и Свияги в пределах Чувашской АССР. Верховья Б. и М. Цивили, Кубня, Карлы заложены в широтных ложбинах стока.

песчаные отложения которых широкими раструбами сливаются с песчаными зандрами правобережья Суры на участке Алатырь — Шумерля. Через Суру, для которой характерно лишь локальное развитие зандров, долинные зандры Цивили, Кубни и Карлы сливаются с такими же широтными долинными зандрами, развитыми вдоль Пьяны, Алатыря и, образуя сквозную систему, продолжают далее на запад вдоль Тешы, Сережи и других притоков Оки и Мокши. Основные ложбины стока соединяются сетью поперечных ложбин. На водоразделах сохранились следы водно-ледниковых отложений, а также скопления валунов кристаллических пород в Межпьянье и на водоразделе Пьяны и Алатыря.

Широтное положение основных ложбин стока на севере Приволжской возвышенности можно объяснить подпором стока ледниковых вод со стороны расположенных южнее Алатырских и Корсунских высот. Ложбины расположены концентрически по отношению к Горьковскому участку правобережий рек Оки и Волги, где сохранились мощные морены. Возможно, что где-то здесь, несколько севернее долин Сережи и Кудьмы, проходила граница активного ледника. От устья Кудьмы она уходила за Волгу в северном направлении. К юго-востоку от этой линии вряд ли имело место сплошное оледенение. Вероятно, это был маломощный чехол, имевший пассивный, местами разорванный характер. Помимо плохой сохранности ледниковых образований, об этом свидетельствует эрозионная форма ложбин стока на Чебоксарском правобережье Волги. Очевидно, сток отсюда шел на запад. А талые воды формировались не только у края сплошного льда, но и у расположенных восточнее местных ледников, следы которых, как уже было отмечено выше, сохранились в устье Суры, на Усть-Камских высотах и у с. Сюкеево и еще южнее, в истоках Сухой Улемы (правый приток Свияги). Малое количество льда обеспечило образование лишь маломощных долинных зандров и скопления валунов местных пород на наиболее возвышенных участках.

Следовательно, на Приволжской возвышенности сплошные ледниковые образования исчезают еще западнее устья Суры, т. е. в пределах границы оледенения, принятой на всех картах. И в то же время в разорванном виде они наблюдаются восточнее этой границы. Если границу сплошного льда пришлось подвинуть на запад, то границу распространения локального оледенения надо передвинуть восточнее, до линии устье Алатыря — устье Камы, и далее вести на север по западному склону Вятского вала, где Б. В. Селивановский (1950) отметил следы оледенения.

В Заволжье общепринятая граница является еще более искусственной. В этом легко убедиться, взглянув на карту. К северу от широтного отрезка долины Волги в Горьковско-Марпийском Заволжье вытянута полоса песчаных зандровых отложений, связанных в основном с днепровским оледенением. На восток они протягиваются до Вятского вала, в который вклиниваются по долине верхнего и нижнего течения р. Илети. Следовательно, граница оледенения, проводимая к северу от устья Суры, сечет плоскую зандровую равнину пополам поперек ее простираания. Правильнее же проводить границу по внутренней стороне зандров.

Высоты заволжского зандра несколько снижаются с севера на юг (на 10—20 м). По характеру отложений северная граница зандровой равнины намечается совершенно четко, но в рельефе она не выражена. Песчаная, всхолмленная дюнами, покрытая сплошными сосновыми лесами, равнина к востоку от Ветлуги без резкого перегиба в рельефе сливается с безлесной, денудированной, сложенной триасовыми и верхнепермскими отложениями равниной. На стыке их не наблюдается ни конечных морен, ни других ледниковых образований, которые бы являлись признаком бывшего расположения края ледника на севере зандровой равнины.

Под зандровыми песками погребен сложный в структурном отношении, резко расчлененный рельеф. Основным элементом его является доннепровская Волга (Горецкий, 1949) и ее притоки. По условиям залегания, как и по характеру распространения, эти пески можно считать типичными долинными зандрами, отлагавшимися в условиях подпора (Герасимов и Марков, 1939). Последнее подтверждается отсутствием песчаных зандров в долине Волги ниже устья Камы. Подпор обеспечивали, по-видимому, не столько тектонические поднятия в пределах возвышенности Вятского Увала, пересекаемого здесь Волгой, сколько ледник, спускавшийся в долину Волги с Усть-Камских высот.

Если зандры носят долинный характер, естественно искать их внутреннюю, примыкающую к леднику часть выше по Волге в северо-западной части широтного ее отрезка. Однако к северу от Горького долинные зандры имеют меньшее развитие, чем в более восточных частях низины. Вниз по долине Волги не наблюдается ни измельчения материала, ни падения высот поверхности зандра. В западной части, между меридиональным отрезком Волги и Ветлугой, высота низины равна 100—120 м, наибольшая 140 м, между Ветлугой и Малой Кокшагой 100—110, до 120 м. к востоку от Малой Кокшаги наблюдается новое повышение поверхности: средняя высота зандровой равнины 129—149 м, наибольшая 160 м.

Все изложенное заставляет полагать, что Горьковско-Марийские долинные зандры не являются конечным образованием фронта льда, а созданы потоками талых вод ледников, развитых на возвышенных участках Приволжской возвышенности, Вятского вала и бассейна Ветлуги. Отсюда мы пришли к выводу, что в Заволжье, к востоку от меридиана г. Горького, не было покровного оледенения; оно имело разорванный характер.

Этот вывод подтверждается слабым развитием морены. На отдельных участках, например к востоку от г. Семенова, к западу от с. Воскресенского на Ветлуге, наблюдаются скопления валунов и гальки. Песчано-валунные отложения А. В. Кожевников (1959) называет мореной, указывая на ее своеобразие. Им отмечены отдельные валуны, рассеянные на больших пространствах к югу, западу и северу от г. Санчурска. Такое радиальное распространение валунов свидетельствует, по нашему мнению, о наличии поблизости центра оледенения, а отсутствие типичной морены — о слабости активности льда. В самом деле, в районе Санчурска развита густая сеть ложбин стока, с широкими плоскими днищами. Часть из них занята реками, в том числе Большой Кокшагой. Ложбины господствуют в рельефе. Зандры сохранились лишь в виде узких водораздельных гребней, что свидетельствует о больших размывах, уничтоживших ледниковые отложения.

Следы оледенения особенно хорошо сохранились на высоком правом берегу Ветлуги в районе пос. Красные Баки и на левом берегу севернее Урения. Центр оледенения располагается между пос. Ветлужским и Варнавином. Здесь морена вскрывается на поверхности и у дер. Баландихи достигает мощности около 2 м. Желто-бурые, сильноопесчаненные моренные суглинки включают куски трасовых темно-красных глин и насыщены валунами и обломками твердых пород, составляющих до 70% общей массы. Петрографический состав валунов очень своеобразен. Резко преобладают обломки красного окварцованного песчаника, сохранившегося в виде глыб до 1,0 м в диаметре, совершенно не окатанных, со следами волновой работы по плоскостям напластований. Слабая окатанность этих глыб свидетельствует о близком коренном залегании песчаника. Однако от трасового песчаника он отличается большей окварцованностью и меньшей известкислостью. Есть предположение (А. П. Капустин, личное сообщение), что это девонские песчаники с Северного Урала; С. В. Яковлева (личное сообщение) считает их шокшинскими. Кроме этих песчаников, моренные

содержит в небольшом количестве валуны и гальку из кварцита, серого песчаника и совсем немного из кремня и кристаллических пород. Все они отличаются слабой окатанностью и отсутствием следов выветривания. Так же хорошо сохранились валунчики из известняка со следами карбоновой фауны. Хорошая сохранность валунов и глыб, слабая их окатанность при большой насыщенности ими морены свидетельствует о недалеком их переносе. Этому противоречит присутствие, правда в небольших количествах, кристаллических пород и предполагаемая область сноса красных песчаников.

Куполообразные плосковершинные моренные холмы окружены с юга ложбинами стока, за которыми распространены крупные валунно-песчаные холмы, постепенно переходящие в увалистую зандровую равнину. Этот зандровый конус, или равнинный зандр, развитый к югу от пос. Красные Баки, на широте г. Семенова — с. Владимирское сливается с приволжским долинным зандром. Севернее разреза у д. Баландихи морена постепенно замещается песком, который у пос. Варнавино образует плоскую равнину. На левобережье Ветлуги, к северу от с. Урень, мощность морены не достигает и 1 м. Редкий щебень включен в глину, напоминающую триасовую. Распространенные к востоку от Уреня зандровые поля имеют небольшую мощность. Среди них на водоразделе Усты и Вая просвечивают коренные породы с обломками песчаника на поверхности.

По мере удаления от Ветлужского моренного участка к юго-востоку, в районе Санчурска и Йошкар-Ола, пески равнинных зандров становятся более мощными. Еще большее развитие они приобретают у подножия Вятского Увала по р. Иеть. Очевидно, равнины в летнее время всегда были свободны ото льда. В то же время высокоподнятые и резко расчлененные к началу днепровской эпохи Вятский вал и Приволжская возвышенность имели фирновый покров; с их вершин спускались долинные ледники. Есть основания предполагать, что и долина Волги, во всяком случае на отдельных участках, была заполнена льдом. Морена в русле Волги и на ее крутом правобережном склоне могла быть смыта. Однако полной уверенности в былом наличии здесь сплошного льда нет. Поэтому граница, проведенная нами от устья Алатыря к устью Камы и далее на север, вдоль Вятского Увала, является границей распространения днепровского оледенения, а не границей активного ледника (рис. 2).

Намеченная граница подтверждается морфологией долины Волги. Выше Казани, среди зандров днепровского оледенения, появляется самая высокая терраса Средней Волги. Очевидно, она зародилась в конечную для данной территории фазу оледенения, когда на месте потоков, формировавших замкнутые долинные зандры, возник линейный поток, пересекший в Казанском прогибе Вятский вал. Генетическая связь террасы с зандрами устанавливается по ее расположению, литологическому сходству отложений и слабой обособленности поверхности среди зандровой равнины. Однако в строении поверхности террасы принимает участие уже типичный аллювий. Возникновение новых террас, отсутствующих в ледниковой зоне, характерно для краевых зон и более поздних оледенений. Ниже устья Унжи, среди зандров московского оледенения, зарождается самая широкая терраса Волги, чаще известная под названием рисской (Герасимов и Казаков, 1939), которую по возрасту лучше назвать московской. Это и заставило нас пересмотреть также границу московского оледенения. Восточную границу московского оледенения в приволжской части можно считать не установленной. На последней карте четвертичных отложений ВСЕГЕИ, изданной в 1959 г., граница проведена через устье Унжи. Чаще ее намечают там, где Е. Н. Щукина (1933) прово-

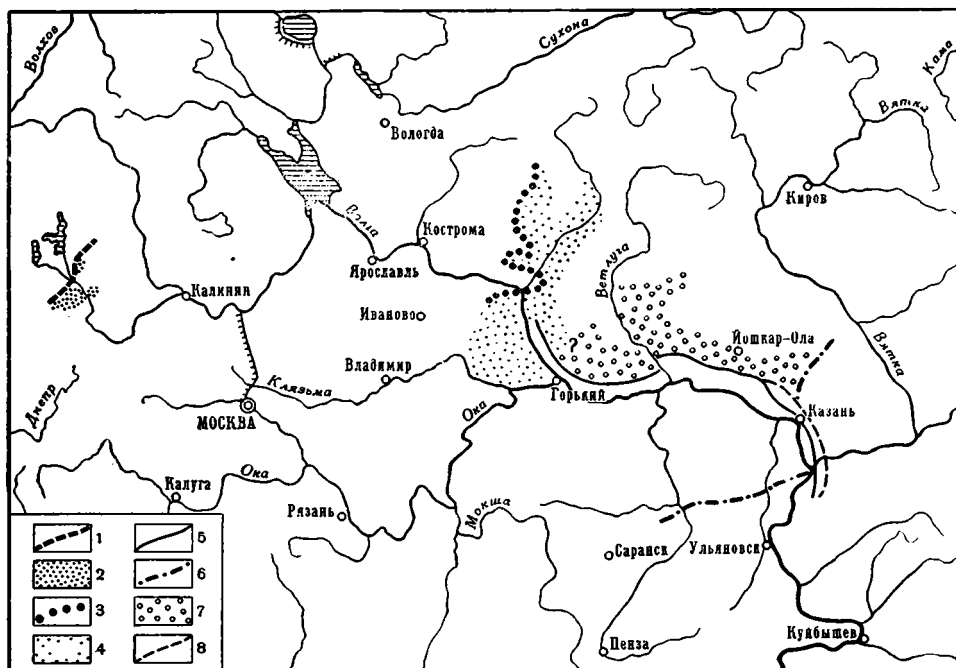


Рис. 2. Краевые зандры и граница оледенений в Поволжье

1 — граница валдайского оледенения; 2 — Селижаровский зандр валдайского оледенения; 3 — граница московского оледенения; 4 — краевой приволжский зандр московского оледенения; 5 — тыловой шов московской террасы; 6 — граница распространения льдов днепровского оледенения; 7 — зандры днепровского оледенения; 8 — тыловой шов верхней террасы

дила границу вюрма: через г. Иваново, д. Пеньки на Волге (несколько ниже г. Плеса) к Галичскому и Чухломскому озерам. Однако выше и ниже Плеско-Галичской гряды, в долине Волги, как это установила Е. Н. Щукина (1933) и подтвердила наши исследования, развита серия одних и тех же террас. В наиболее высокой из них, 25—28-метровой по Е. Н. Щукиной, маломощный аллювий лежит на морене московского оледенения. Это дало нам (Обедиентова, 1962а) основание назвать московско-валдайской, в отличие от более низкой, имеющей валдайский возраст. Межледниковый возраст аллювия подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа (Обедиентова, 1962а).

Московско-валдайская терраса развита и ниже устья Унжи, сохраняя такое же строение, с той лишь разницей, что в цоколе ее окончательно исчезает морена, сменившаяся грубыми песчано-валунными отложениями. Непосредственно ниже устья Унжи, в бухте Горьковского водохранилища несколько севернее с. Селянцево вскрыт следующий ее разрез.

	Мощность
$al\ Q_{III}^{1mi}$ Песок тонкозернистый, буровато-желтый с ржавыми пятнами, слабо выраженной слоистостью	1
Песок среднезернистый, светло-серый кварцевый, хорошо сортированный, слоистый; содержит редкие кварцевые зерна гравия и гальки и обломки кремния. Лежит на неровной, размытой поверхности нижней толщи	4.2
$fgl\ Q_{II}^{4ms}$ Галечник и гравий, слабоокатанный, переслаивающийся с средне- и крупнозернистым песком. Галька кварцевая, из песчаника, кремния и кристаллических пород. В горизонтальном направлении слои часто выклиниваются, галечниковые прослои сменяются песчаными	4.0
Ниже, у уреза воды, лежит крупный валун из шокшинского песчаника.	

В данном разрезе водно-ледниковые отложения составляют лишь цоколь террасы. Это подтверждает высказанное нами ранее (Обедиев, 1962б) положение, что в строении террас принимает участие лишь типичный аллювий, а водно-ледниковые отложения занимают подчиненное положение. В данном случае очевидно, что аллювий вложен в зандровую равнину и возник за счет размыва и переотложения зандрового материала. Последний восточнее, за пределами террасы, выходит на поверхность, слагая волнистую зандровую равнину. Здесь, в закопушках и канавах, мы наблюдали то грубые несортированные пески, то галечники. На поверхности были рассеяны валуны.

В полосе, прилегающей к долине Волги, по мере движения на юг зандровая равнина постепенно выравнивается, увеличивается сортировка слагающего ее материала, уменьшается его валунно-галечниковый компонент. Наконец, на широте г. Пучежа эта поверхность обособляется в упомянутую выше террасу более высокую, чем московско-валдайская, отделенную от зандровой равнины пологим скатом. Отложения, слагающие ее, приобретают характерную для аллювия сортированность и преобладание горизонтальной и волнистой слоистости. Так зарождается 35—45-метровая московская терраса, не наблюдающаяся выше по Волге. Это дало нам основание уточнить положение границы московского ледника в данном районе (см. рис. 2).

Зандровая равнина, давшая начало одной волжской террасе и составляющая цоколь другой, представляет собой краевое образование московского ледника. Обширные зандровые поля начинаются от края холмистого рельефа, распространенного к северо-западу от устья Унжи. Они пересекаются реками Шуя, Нея, Немда, Унжа и продолжаются на юго-восток, к бассейну Узоли и Керженца. В этом направлении зандровые пески утоньшаются, уменьшается их завалунность, сокращается мощность.

По внутренней стороне приволжского зандра, давшего начало новой террасе, мы и провели границу московского оледенения вблизи устья Унжи. По этому признаку, оказавшемуся наиболее надежным, можно провести границу и к северу от Волги, вдоль линии, где зарождаются зандровые поля. Она прослеживается по краю холмистого рельефа восточнее Парфеньева, отсюда к ст. Николо-Полома, пересекает р. Шую выше с. Печелово, огибает с востока Палкинскую конечноморенную гряду, где сохранились резко выраженные холмы. Не достигая Кадыя, граница моренных холмов резко поворачивает на запад к сел. Займище и Игодово. В пограничной полосе, среди моренных холмов и зандровых увалов, распространены ложбины стока. Здесь же, особенно на высоких правобережьях рек Немды, Неи и Унжи, пески насыщены валунами разнообразного состава. Распространены валуны и на левобережье Унжи и Волги. Местами, у сел Рымы и Высокое, песчано-валунные накопления образуют холмы.

Подобные холмы развиты и на правом берегу Волги, восточнее с. Батманы, в районе которого распространены моренные полого-холмистые равнины. Эти холмы особенно резко выражены по левобережью бурно врезающейся р. Елнати. По-видимому, направление долины Елнати обусловлено наличием геологической структуры. Левые притоки ее глубоко врезаются и сопровождаются нагромождением холмов, с крупными валунами на поверхности. Конечноморенных образований нет, но от широтного отрезка Елнати к югу отходят конусы зандров, далее переходящие в зандровые поля. Должно быть, в районе Елнати располагалась краевая зона московского ледника. Отсюда начинаются зандровые отложения, развитые по правому берегу Волги. На абсолютной высоте около 120—150 м они образуют малоомощный (до 10 м) чехол на пространстве от Юрьевца до Бадахны. В 1957 г. в придорожных карьерах и канавах только что построенно-

го шоссе нам удалось проследить их строение на протяжении от Юрьевца до Городца. В направлении с севера на юг постепенно утолщаются отложения, беднеет петрографический состав гальки, представленной у Пучежа разнообразными, в том числе и кристаллическими, породами, а на широте Балахны — исключительно кварцем. Такое обеднение состава отложений по направлению от внутренней к внешней части является основным признаком краевых зандров.

На широте Балахны, возле с. Рылово, они имеют уже следующий состав:

	Мощность, м
<i>fgl</i> Q _{II} ^{4ms} Песок среднезернистый, светло-желтый, диагонально-слоистый, с редкой галькой кварца	2,5
Песок мелкозернистый, желтый, с линзами гравия	3,4
Песок разнотернистый, светло-желтый, с кварцевым гравием, рассеянным без видимой закономерности	0,8
Песок мелкозернистый, белый и светло-серый, косослоистый, с редкой рассеянной галькой и прослойками крупного песка с кварцевым гравием	3,3
Песок средне- и крупнозернистый, белый и желто-бурый, крупно-слоистый, с прослойками крупнозернистого песка и гравия	5,5

Таким образом, зандровые отложения в измельченном, более сортированном и петрографически обедненном виде достигают долины Оки, где и выклиниваются под аллювием последней. Дальнейшему продвижению потоков талых вод воспрепятствовал, по-видимому, высокий правый берег Оки.

Наличие краевого зандра на правом берегу Волги дало нам основание провести границу московского ледника по внутреннему его краю на запад от Юрьевца, вдоль р. Елнати.

Обильные потоки, создавшие обширные зандровые поля, характерны и для других участков краевой зоны ледника московской эпохи. А. А. Асеев и И. Э. Веденская (1961) в более западных районах проследили зандры до Клязьмы и далее в Мещере до Оки. Увалистый зандровый рельеф сопровождается долины Тезы, Люлеха, Луха. Истоки Луха близко подходят к истокам Елнати.

Следует заметить, что существование московского оледенения в поволжском участке восточнее Кинешмы ставится под сомнение на том основании, что здесь, на левобережье, слабо развиты морены. Два горизонта морены твердо установлены у с. Островское (Семеновское). В. К. Словьев (личное сообщение) утверждал, что в Юрьевецком районе также имеются два горизонта морены. В волжских разрезах ниже Кинешмы вскрывается обычно один горизонт морены, а иногда и он замещается водно-ледниковыми отложениями. Однако нельзя говорить о полном исчезновении московской морены, так как трудно решить, какого возраста морена выходит в каждом волжском разрезе. Е. Н. Щукина (1933) на профилях через долину Волги ниже Кинешмы (рис. 1, стр. 203) показывает в разрезе одну (днепровскую) морену. Однако по высоте и характеру залегания, пожалуй, этот горизонт можно скорее отнести к верхней, т. е. к московской, морене. А еще более вероятно, что в разных разрезах морена разновозрастна. Одностороннее решение вопроса о возрасте морены связано с тем, что Е. Н. Щукина (1933), проводя границу вюрма у Пачи, считала, что восточнее развито лишь одно оледенение. Нам представляется, что два горизонта морены, описанные в г. Юрьевце И. Ф. Сидоровым (1904—1908), имеют, вопреки мнению Е. Н. Щукиной (1933), различный возраст. Е. Н. Щукина считает, что разделяющие морены являются интраморенными. Подобные пески широко распространены на других участках Кинешемско-Юрьевецкого Поволжья. При этом Е. Н. Щукина

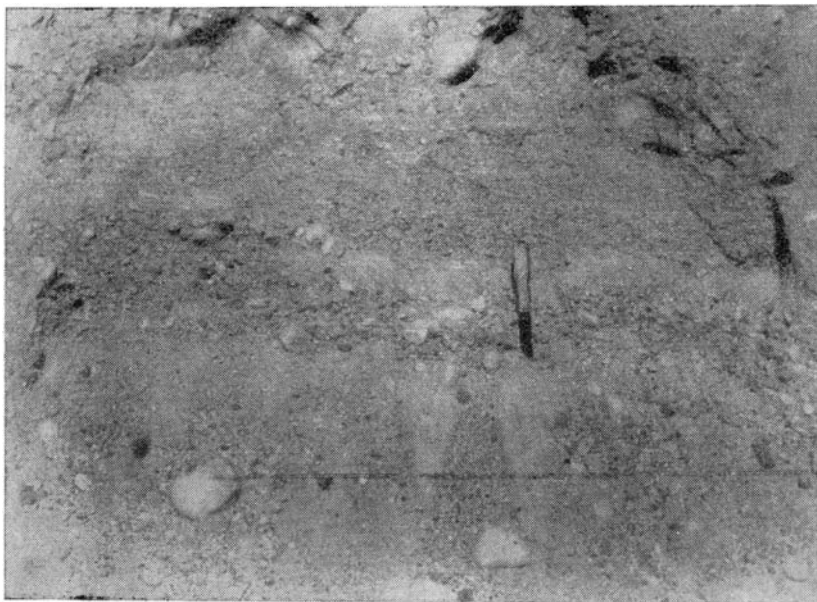


Рис. 3. Гравийная толща в Плесском карьере на левом берегу Волги. Наряду с хорошей слоистостью видно рассеянное (незакономерное) расположение гальки и небольших валунов, лежащих на ребре или меньшей плоскости, характерное для водно-ледниковых отложений

кина (там же) отмечает, что количество интраморенных песков увеличивается с запада на восток.

На основании установления границы московского оледенения у Юрьевца, может быть, лучше считать морены, разделенные галечниками и песками, разновозрастными. Совершенно естественно для краевой зоны оледенения, что две морены разделены водно-ледниковыми отложениями, являющимися одновозрастными одной из морен. Это тем более вероятно, что севернее развиты конечные морены в районе с. Палкино.

Все изложенное подтверждает, что распространение морены на этом участке Поволжья не является надежным критерием для определения границы московского оледенения. В связи с общим убыванием оледенения к востоку и размыванием в долине Волги обе морены — и днепровская и московская — имеют здесь прерывистый характер распространения.

Наиболее убежденный сторонник проведения границы у Плеса, Н. А. Преображенский (1941) считает, что Плесская гряда является конечной мореной напора ледника II, в отличие от Тутаевской гряды, являющейся, по мнению автора, ложной конечноморенной грядой, не имеет валунно-песчаных скоплений и сильно размыта. Нам представляются эти гряды однотипными, а размыв Плесской гряды обусловленным подъемом коренных пород: Волга вскрывает здесь не только мезозойские, но и пермские породы. Поверхность коренных пород не изучена, но, очевидно, с понижением их связаны мощные скопления гравия в районе Плеса. Четкая, преимущественно горизонтальная слоистость его, относительно хорошая в отдельных пачках сортировка материала (рис. 3) и маломощный покров морены, вдающийся карманами в гравийную толщу (рис. 4), свидетельствуют о формировании последней в подледовом водном бассейне. Рельеф Плесской гряды также не подтверждает ее конечноморенного происхождения. Водоразделы «гряды», в противоположность Палкинскому району

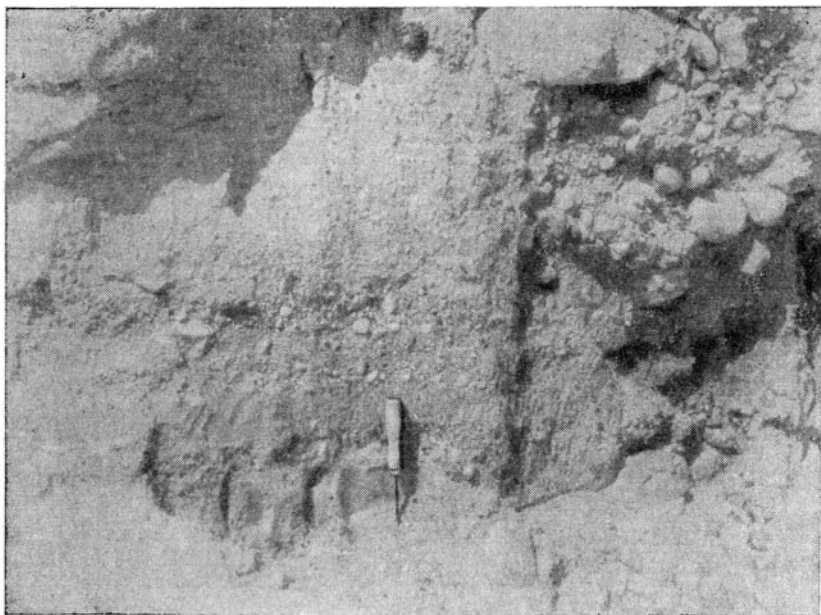


Рис. 4. Включение мореноподобных отложений в гравийную толщу Плесского карьера

представляют собой плоские равнины, осложненные местами пологими моренными холмами до 5—6 м относительной высоты.

Слабое развитие краевых образований и отсутствие морены напора восточнее Плеса объясняется тем, что ледник не встретил здесь в рельефе препятствий для своего продвижения и еще до начала таяния утратил свою активность. Однако нет никаких оснований говорить о прерывистом распространении оледенения восточнее Плеса. Наоборот, широкое развитие ледниковых и водно-ледниковых отложений, образующих вместе сплошной покров и к востоку от Плеса, а также фронтальное расположение краевых зандров свидетельствуют о сплошном, за редким исключением, распространении здесь льда.

Совсем иная картина наблюдается на границе валдайского ледника с верховье Волги. Здесь ледник встретил сложно и глубоко расчлененный долинами западного направления рельеф и остановился на водоразделе. Поэтому краевые образования резко выражены. По распространению свежих ледниковых форм К. К. Марков (1939) провел границу валдайского оледенения через Селижарово к Осташкову. Наши данные по геоморфологии долины Волги, как мы уже указали ранее (1962а), полностью подтвердили местоположение здесь границы оледенения.

В зоне последнего оледенения долины Волги наблюдается лишь одна морфологически слабооформленная надпойменная терраса, очевидно, послеледникового возраста. Ниже Селижарова, среди краевых зандровых отложений, появляется еще терраса с высоким цоколем из коренных пород и галечниковой, аллювиальной толщей на поверхности, названная нами валдайской (Обедиентова, 1962а). Появление новой террасы подтверждает правильность установления границы. Несколькими километрами ниже в устье р. Итомли, наблюдается более высокая терраса, аллювий которой лежит на морене более древней, чем валдайская. Здесь начинается уже упомянутая выше московско-валдайская терраса. Этот комплекс террас —

ковско-валдайская и валдайская, местами сопровождаемый еще более низкой надпойменной послевалдайской террасой, — наблюдается без изменений на всем пространстве от Селижарова до Юрьевца.

На этом отрезке долина Волги то расширяется, то сужается настолько, что террасы полностью или частично выклиниваются. Однако строение их однотипно на всем протяжении и появление новых террас не наблюдается. На этом основании уже при исследованиях 1956 г. мы отрицательно отнеслись (Обедиентова, 1962а) к наличию следов калининского оледенения. В районе Калинина морфология долины Волги не изменяется, а типичные краевые зандры отсутствуют.

На всем описываемом пространстве в рельефе, характере отложений и морфологии долины Волги не отразились также стадии отступления льда. Вряд ли вообще можно говорить о стадиях оледенения в низких широтах и равнинных условиях, так как с удалением от центра оледенения лед терял здесь свою активность. В период таяния этот процесс еще более усиливался. Временные похолодания не могли восстановить активность льда, уже распавшегося в краевой зоне на отдельные массивы, а лишь осложняли условия таяния и аккумуляции.

Характер таяния льда — от края и сверху — был одинаков в каждую из эпох оледенений. Однако обводненность краевой зоны и процессы аккумуляции в ледниковой и перигляциальной зонах были различны. В этом отношении, наряду с мощностью льда, гляциоизостазией и климатом эпохи таяния, огромное значение имел характер рельефа у края льда. На основании наблюдений в широтной полосе рассмотрим условия таяния и накопления осадков для трех оледенений.

Максимальное оледенение в восточной, Приволжской, части не было покровным. Однако приуроченность краевой зоны к обширному понижению между Приволжской возвышенностью и Вятским валом и наличие здесь широкой долины Волги привели к тому, что в условиях подпора водно-ледниковые отложения образовали единое широкое зандровое поле, среди которого широко распространены мелкие озера и заболоченные участки. За исключением озер карстового и термокарстового происхождения, все прочие являются подпрудными озерами ледникового происхождения. Большое количество озер свидетельствует о застойном, но все же проточном характере ледниковых вод. Существование огромного озера между Волгой и Ветлугой (Земляков, 1930) не подтверждается. При малой мощности льда и разорванном характере оледенения вряд ли слабую проточность талых вод можно объяснить проявлением гляциоизостазии. Очевидно, сток талых вод был ограничен подпором: с юга — Приволжской возвышенностью, а с востока — Вятским валом и долинным ледником. Только этим можно объяснить то обстоятельство, что ниже устья Камы водно-ледниковые отложения не получили развития.

Совершенно иные условия стока талых вод существовали в период таяния московского ледника. В Приволжском участке, как и в более северных и западных районах краевой зоны оледенения, талые воды не встретили препятствия в рельефе. Как мы уже отмечали, краевые зандры протянулись на многие десятки километров от края льда. Это свидетельствует об обилии стока и слабой концентрации талых вод во внутренней зоне оледенения. Действительно, для зоны московского оледенения нехарактерно большое количество остаточных озер. Редкие озера сохранились лишь в крупных понижениях рельефа (озера Неро, Плещеево). Однако озерные отложения и короткие ложбины стока ледниковых вод распространены широко. Малая мощность озерных отложений свидетельствует о коротком существовании озер. Очевидно, они были спущены еще в период таяния льда, отдельные массивы которого создавали временные запруды.

Обилие озер в зоне валдайского оледенения объясняется не только молодостью аккумулятивных ледниковых форм. В противоположность восточному краю московского ледника, где мощность ледниковых отложений резко снижается, на краю валдайского ледника аккумуляция достигала больших размеров, чем во внутренней зоне оледенения. Это свидетельствует о значительной мощности края ледника, частично связанной с тем, что в приволжской части граница валдайского ледника совпадала с верхнечетвертичным Волго-Балтийским водоразделом. Слабый дренаж краевой зоны обеспечил сохранность подпруженных скоплением ледниковых отложений озер. Сток талых вод в юго-восточном направлении был незначителен. Свидетельством этому являются небольшой размер (до 1—4 км в длину) задровых конусов выноса и малая мощность аллювия валдайской террасы. Эпоха таяния валдайского ледника не отличалась, подобно эпохе таяния московского ледника, усилением обводнения рек. В том, что значительная часть талых ледниковых вод валдайской эпохи осталась на месте, в зоне бывшего оледенения, возможно, сыграли свою роль явления гляциостазии. Во всяком случае, она способствовала выравниванию рельефа в ледниковой зоне.

Однако выравнивание не было обязательным условием каждой ледниковой зоны. Погружение в связи с ледниковой нагрузкой имело место лишь при значительной мощности льда, вблизи центра оледенения. С удалением к востоку, где мощность льда уменьшалась, влияние ледниковой нагрузки было минимально или вовсе отсутствовало. В целом можно сказать, что гляциостазия не определяла тектоническую жизнь зоны оледенения. Движения подчинялись структурным условиям платформы и происходили вне зависимости от смены климатических условий. Кратко их можно охарактеризовать так.

Эпоха тектонических поднятий раннечетвертичного времени в центре Русской равнины к началу днепровского оледенения сменилась более спокойными условиями. Хорошая сохранность днепровской морены, параллельное залегание двух морен и согласное, без размыва, положение на московской морене московско-валдайского аллювия свидетельствуют об отсутствии здесь резких тектонических нарушений, по меньшей мере, до середины последней межледниковой эпохи. Начавшийся в это время бурный взрез рек продолжался в валдайское и послеледниковое время.

Такой характер движений в четвертичном периоде показывает их общую направленность. Локальные движения более мелких структур здесь не приняты во внимание. Характер оледенений и в особенности характер таяния льда в разные эпохи оледенений были различны и не зависели от условий тектонического режима, бывшего однообразным долгое время.

Все изложенное свидетельствует о том, как разнообразно было сочетание различных географических факторов, сопутствующих оледенениям. Разнообразие условий оледенений в значительной степени определялось местными условиями — мощностью льда и рельефом ледникового лова.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. и Веденская И. Э. Система стока талых вод московского оледенения между Волгой и Окой. — Палеогеография четвертичного периода в СССР (к VI конгрессу INQUA в Польше). Изд-во МГУ, 1961.
- Блом Г. И. О возрасте конгломерато-глинистой толщи бассейнов рек Кержен, Линды, Ведомости и Серги. — Сов. геология, 1906, № 4.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Труды Ин-та географии АН СССР, 1939, вып. 33.
- Герасимов П. А. и Казаков М. П. Геология юго-восточной части Горьковской области, МАССР и ЧАССР. Лист 90. ГОНТИ, Труды Моск. геол. упр., 1939, вып. 1.
- Горюцкий Г. И. К стратиграфии нижнечетвертичных отложений Пучежско-Балахнинского Поволжья. — Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1949, № 1.

- Евтеев С. А. Развитие рельефа поверхности коренных пород Восточной Антарктиды и влияние оледенения на его формирование.— Исслед. ледников и ледниковых районов. М., 1963, вып. 3.
- Земляков Б. Ф. Геологический очерк Баковско-Варнавинского лесного массива Нижегородского края.— Природа и хозяйство, 1930, № 5.
- Иванова Н. Г. К вопросу о генезисе пуговых отложений, развитых на междуречье Чепцы и Кильмези.— Вопросы физ. географии. Изд. Моск. гос. пед. ин-та им. В. И. Ленина, 1962.
- Игнатъев В. И. и Туманов Р. Р. Новые данные о триасовых отложениях Вятско-Ветлужского междуречья.— Уч. зап. Казанск. гос. ин-та, 1956, 116, кн. 14.
- Кавеев М. С. О находке ледниковых отложений в юго-западной части Татарской АССР.— Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол. наук, 1959, № 7.
- Кесь А. С. Геоморфологическое разделение Приволжской возвышенности и его палеогеографическое основание.— Труды Ин-та географии АН СССР. М.—Л., 1949, 43.
- Кожевников А. И. К истории формирования долины Волги.— Опыт и методика изучения крупных водохранилищ, т. I, Изд-во МГУ, 1959.
- Кротов П. И. Западная часть Вятской губернии в пределах 89 листа.— Труды Геолома, новая сер., 1912, вып. 84.
- Кукеев А. И. Следы четвертичного оледенения на Приволжской возвышенности.— Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та. Саратов, 1951, XXIII.
- Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна верхней Волги. Изд-во АН СССР, Труды Верхневолжской экспед., 1939, вып. 1.
- Мирчин Г. Ф. О количестве оледенений Русской равнины.— Природа, 1928, № 7—8.
- Мирчин Г. Ф. и Яковлев С. А. Проблема границы распространения рисского ледника на территории Кировского края и Удмуртской области.— Пробл. сов. геологии, 1936, № 8.
- Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 3.
- Москвитин А. И. Современные представления о стратиграфическом делении и длительности плейстоцена.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1959, № 23.
- Никитин С. Н. Общая геологическая карта Европейской России, лист 71.— Труды Геолкома, 1885, 1, № 2.
- Никонов А. А. О водно-ледниковых образованиях и ходе сокращения оледенения на северо-востоке Фенноскандии.— Докл. АН СССР, 1961, 37, № 1.
- Обедиев Г. В. Основные особенности геоморфологии долины Волги в верховье.— Вопросы геоморфологии и палеогеографии бассейнов Волги и Урала. Изд-во АН СССР, 1962.
- Обедиев Г. В. Роль ледниковых образований в формировании аллювия ледниковой и перигляциальной зоны.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1962а, № 1.
- Пестовский К. Н. О пределах распространения ледниковых отложений и о происхождении некоторых форм рельефа в бассейне рек Вятки и Ветлуги.— Пробл. сов. геологии, 1936, № 3.
- Преображенский Н. А. Четвертичные отложения Калининско-Ярославльского Поволжья.— Материалы по четверт. отложениям Башкирии и Поволжья. Труды Геол. упр. Башк. АССР, вып. 2. Гос. Изд-во геологич. лит-ры, М.—Л., 1941.
- Селивановский Б. В. О некоторых вопросах геоморфологии и палеогеографии области Вятского Увала.— Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, 1950, 110, кн. 5.
- Селивановский Б. В. О «пугах» Кировской области.— Уч. зап. Казанского гос. ун-та, 1961, 126, кн. 6.
- Сянцов И. Ф. О буровых и копанных колодцах казенных винных складов.— Зап. Минер. об-ва, 1904—1908, 41—46.
- Спирidonов А. И. О некоторых особенностях убывания четвертичного оледенения на Русской равнине.— Вопросы географии, М., 1949, сб. 12.
- Цапенко М. М. и Махнач Н. А. Антропогенные отложения Белоруссии. Минск, 1959.
- Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1959, № 23.
- Шик С. М. Погребенные доледниковые долины юго-западной части Подмосковного бассейна.— Материалы по геологии и полезным ископ. центр. районов Европейск. части СССР, М., 1960, вып. 3.
- Щукина Е. Н. Террасы Верхней Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковского-Ивановского края.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, XI (3).
- Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, новая серия, М., 1956, 17.

А. И. ГАЙГАЛАС, А. В. РАУКАС

**РАСПРОСТРАНЕНИЕ РУКОВОДЯЩИХ ВАЛУНОВ
В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОРЕНАХ ПРИБАЛТИКИ**

Изучение распространения руководящих валунов в разновозрастных моренах плейстоцена способствует разрешению ряда вопросов геологии и палеогеографии антропогена. Благодаря их изучению возможно стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений, восстановление направления движения материкового льда в различные этапы оледенения, установление местонахождения ледоразделов и центров оледенения и т. д. Однако в Советском Союзе изучению руководящих валунов уделяется еще слишком мало внимания. Они почти не используются при проведении государственной геологической съемки. В настоящем сообщении освещаются некоторые успехи, достигнутые в данной области в Прибалтийских республиках. Изучением руководящих валунов на территории Прибалтики начали заниматься уже в начале XX в. Объектом исследования явились в основном встречаемые на поверхности валуны последнего оледенения. В работах Х. Хаузена (Hausen, 1912, 1913) и В. Чирвинского (1914, 1935) даются вееры рассеивания руководящих валунов в Прибалтике и приводится краткая характеристика выделенных ими типов. Немного позже появляется ряд работ по руководящим валунам территории Латвийской ССР (Eskola, 1933; Kraus, 1934, и др.). В послевоенном периоде появились работы по поверхностным эрратическим валунам Эстонской ССР (Вийдинг, 1957; Viiding, 1955) и Литовской ССР (Тарвидас, 1957, 1960, 1961; Tarvydas, Gudelis, 1958). Хотя руководящие валуны Прибалтики заслуживают серьезного внимания, все же распространение и количественные соотношения их непосредственно в моренных горизонтах почти не изучались. Для ликвидации этого пробела авторами почти одновременно в 1957—1961 гг. были проведены работы (А. Гайгаласом для Литовской ССР и А. Раукасом — для Эстонской ССР). Частично эти материалы опубликованы (Gaigalas, 1959; Гайгалас, 1960, 1962, 1963; Raukas, 1961; Раукас, 1961, 1963).

В качестве руководящих валунов могут быть использованы магматические, метаморфические и осадочные породы. В условиях Прибалтики наиболее ценные данные получаются при использовании кристаллических (магматических и метаморфических) руководящих валунов. Исходными районами последних являются Юго-Восточная Финляндия и Карелия, о-в Гогланд, Юго-Западная Финляндия, дно Ботнического залива, Аландские острова, дно Балтийского моря, Средняя и Северная Швеция (рис. 1).

Кристаллические руководящие валуны должны соответствовать определенным требованиям (Раукас, 1963). Коренные выходы их должны быть хорошо известны и иметь ограниченное, не повторяющееся в других районах распространение. По петрографическому составу и строению они должны быть легко отличимы от остальных типов пород. Желательно, что-

бы используемые руководящие валуны обладали также близкой устойчивостью против истирания и встречались бы в моренах в достаточных количествах для построения веера их рассеивания. Типов пород, соответствующим всем этим требованиям, немного. Поэтому мы рекомендуем при комплексном изучении морен выделить основные руководящие валуны (первостепенного значения), наиболее отвечающие вышеупомянутым требованиям, руководящие валуны второстепенного значения и сопровождающие валуны (см. таблицу в конце статьи). При анализе моренного валунного материала второстепенные руководящие валуны и сопровождающие их типы валунов не должны быть основой для решения вопроса, из каких районов пришел ледник. Для этого следует воспользоваться основными руководящими валунами. Но так как последние могут встречаться в моренах в переотложенном виде из более древних четвертичных отложений, то для устранения возможных ошибок устанавливается в моренах вся ассоциация руководящих и сопровождающих их типов валунов. При этом для проведения количественных подсчетов могут быть использованы только основные руководящие типы. Следует отметить, что некоторые типы пород могут в одних районах иметь значение основных (первостепенных) руководящих валунов, а в других — второстепенных и даже сопровождающих. Например, сатакунтские оливиновые диабазы в Северной Прибалтике (Эстонская ССР) имеют первостепенное значение, так как вееры их распространения в моренах ее сопрягаются с веерами распространения оливиновых диабазов из других районов (Раукас, 1963). Для Южной Прибалтики (Литовская ССР) они служат лишь второстепенными руководящими типами, как и вееры их рассеивания могут сопрягаться с веерами рассеивания оливиновых диабазов из других районов (Аландские острова, Ботнический залив, Швеция, Восточная Финляндия).

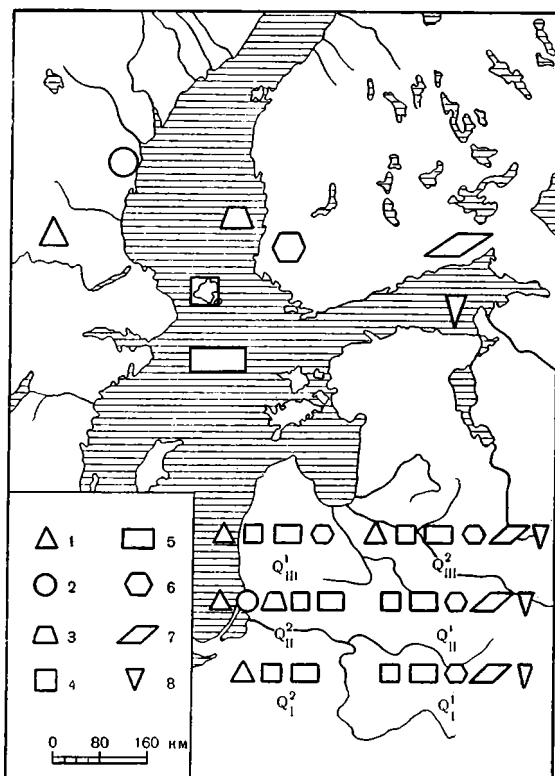


Рис. 1. Распространение в моренах Южной Прибалтики и местонахождения в Фенноскандии коренных пород основных руководящих кристаллических валунов

1 — даларнские порфиры и порфириты; 2 — кварцевые порфиры из Родо и Ально; 3 — ботнические порфиры; 4 — аландские кварцевые порфиры, рапакиви, граниты и гранит-порфиры; 5 — красные и бурые балтийские кварцевые порфиры; 6 — рапакиви Юго-Западной Финляндии; 7 — рапакиви Выборгского массива; 8 — голландские кварцевые порфиры; Q_1^1 и Q_2^1 — морены соответственно первой и второй стадий нижнего плейстоцена; Q_{II}^1 и Q_{II}^2 — морены соответственно днепровского и московского оледенений среднего плейстоцена, Q_{III}^1 и Q_{III}^2 — морены соответственно первой (бранденбургской) и второй (померанской) стадий верхнего плейстоцена Южной Прибалтики

В качестве основных (первостепенных) руководящих валунов нами выделяются следующие типы пород (см. таблицу): рапакиви Выборгского массива, гогландские кварцевые порфиры, рапакиви Юго-Западной Финляндии, сатакунтский оливиновый диабаз (для Северной Прибалтики), ботнические порфиры, аландский кварцевый порфир, гранит-порфир, рапакиви и граниты, красный и бурый балтийские кварцевые порфиры, кварцевые порфиры из Родо и Альдо, даларнские порфиры и порфириты. Перечисленные валуны наиболее отвечают требованиям, предъявляемым к руководящим валунам. Но хотя основные типы отмеченных валунов обладают характерными, макроскопически хорошо выделяемыми петрографическими чертами, все же ряд подтипов рапакиви из Алазских островов Юго-Западной Финляндии и Выборгского рапакиви массива, а также некоторые подтипы ботнических, гогландских и даларнских порфиритов трудно различимы между собой. Из-за этого для окончательного решения вопроса опять полезно проследить состав второстепенных и сопровождающих валунов или ассоциацию большего количества типов пород первостепенного значения. Так, руководящие валуны рапакиви Юго-Западной Финляндии почти всегда сопровождаются валунами сатакунтских оливиновых диабазов, а также периио-гранитами, нистад-гранитами и другими менее характерными породами. Руководящие валуны рапакиви Выборгского массива сопровождаются хорошо отличимыми руководящими валунами гогландских кварцевых порфиритов и т. д.

Второстепенные руководящие валуны (см. таблицу) в меньшей мере отвечают требованиям, предъявляемым к руководящим валунам. Но все-таки в моренах Прибалтики они встречаются часто, и многими предыдущими исследователями использовались даже при количественных подсчетах, что в реальных условиях для большей части территории Прибалтики не оправдано. Второстепенные руководящие валуны представлены рапакиви-гранитами и гранитами, уралитовыми порфиритами, гранофирами, фельзит- и гранит-порфирами, сиенит-порфирами, сиенитами, мандельштейнами и другими широко распространенными в природе типами, которые часто исследователями принимаются как принесенные из определенного ограниченного района. Действительно, названные типы пород встречаются во многих местах Фенноскандии, и при исследовании их в моренах невозможно объективное решение вопроса о месте происхождения. Второстепенные руководящие валуны из морен часто не могут быть использованы не только из-за близкого петрографического состава, структуры, текстуры к другим широко распространенным в Фенноскандии породам, но и из-за их редкости в моренах или неустойчивости против истирания. Все же в некоторых случаях появляется возможность довольно уверенно использовать валуны этих пород в качестве руководящих. Часто решение вопроса о месте расположения материнских пород второстепенного руководящего валуна помогает географическое положение точки находки, возраст морены, всестороннее детальное изучение петрографического состава породы и др.

Сопровождающие типы не имеют самостоятельного руководящего значения. Они помогают лишь конкретизировать возможные питающие провинции или направить поиски на руководящие типы. Например, большое количество ютландских песчаников указывает на движение льда через Балтийского моря (Ботнического залива), присутствие пятнистых гранитов — через массивы рапакиви и т. д. Конкретные пути движения льда выявляются лишь после определения руководящих типов, так как ютландские песчаники могут попасть в морену из весьма обширной площади Фенноскандии, а пятнистые граниты — из разных массивов рапакиви и т. д.

Наблюдения за распространением руководящих валунов в моренах Прибалтики показывают, что валуны эти приносились потоками льда с различными направлениями движения. Территория Северной Прибалтики (Эстонская ССР) находилась недалеко от бывшего центра оледенения, поэтому здесь преобладала экзарация и в основном присутствуют лишь ледниковые отложения и формы рельефа, связанные с последними этапами существования ледников плейстоцена. Южная часть Прибалтики (Литовская ССР и Калининградская область) располагались в области аккумуляции ледниковых отложений, что отражается в большей мощности четвертичных отложений и более полным разрезом их, начиная с древнего и кончая последним оледенением.

На территории Прибалтики выделяются морены нижнего, среднего и верхнего плейстоцена. Нижнеплейстоценовые морены в Прибалтике расчленяются на два стадийных горизонта. В среднем плейстоцене выделяются два самостоятельных горизонта морен, отвечающих двум самостоятельным оледенениям (днепровскому и московскому). В верхнем плейстоцене выделяются лишь морены одного оледенения, но двух крупных стадий (бранденбургской и померанской) и ряда более мелких стадий (фаз, субстадий).

В нижнем плейстоцене намечающиеся два горизонта морен в Южной Прибалтике характеризуются неодинаковым петрографическим составом руководящих валунов. В нижнем горизонте наблюдаются руководящие валуны, принесенные из Финляндии, Аландских островов и дна Балтийского моря (выборгит, гогландский кварцевый порфир, рапакиви Юго-Западной Финляндии, аландские кварцевые порфиры, рапакиви и граниты, балтийский красный кварцевый порфир).

Верхний моренный горизонт нижнего плейстоцена характеризуется руководящими валунами Аландских островов, дна Балтийского моря и Швеции (аландский кварцевый порфир, рапакиви и граниты, красный и бурый кварцевые порфиры дна Балтийского моря, даларнские порфиры и порфириты).

Среднеплейстоценовые морены днепровского оледенения в Южной Прибалтике содержат руководящие валуны из Финляндии, Аландских островов и дна Балтийского моря (выборгит, гогландский кварцевый порфир, рапакиви Юго-Западной Финляндии, аландский кварцевый порфир, рапакиви и граниты, балтийский красный кварцевый порфир).

Среднеплейстоценовые морены московского оледенения в Южной Прибалтике характеризуются руководящими валунами Аландских островов, дна Балтийского моря и Ботнического залива, Северной и Средней Швеции (аландский кварцевый порфир, рапакиви и граниты, красный и бурый кварцевые порфиры дна Балтийского моря, ботнические порфиры, кварцевые порфиры из Ально и Родо, даларнские порфиры и порфириты).

Руководящие валуны днепровского и московского оледенений указывают на различное местоположение их центров. Изменение центров оледенения могло произойти после длительного перерыва и отступления ледников до очагов их питания. О самостоятельности днепровского и московского оледенений на территории Южной Прибалтики свидетельствует также ориентировка галек в моренах (Гайгалас, 1962) и распространение поверхностных руководящих валунов (Тарвидас, 1964). Самостоятельность московского и днепровского оледенений на русской равнине по различным данным подчеркнута Н. Н. Соколовым (1946), А. И. Москвитиным (1954), С. М. Шинком (1957) и др.

В верхнем плейстоцене Южной Прибалтики по руководящим валунам выделяются два самостоятельных горизонта морен — нижний, соответствующий бранденбургской, и верхний — померанской стадиям оледенения.

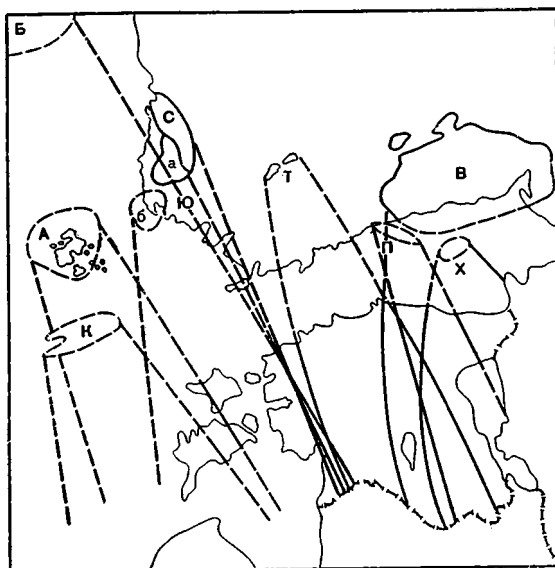


Рис. 2. Распространение руководящих валунов в моренах лужской стадии (по А. Алейникову, 1960) последнего оледенения

А — породы Аландского массива; Б — ботнические порфиры; К — кварцевые порфиры со дна Балтийского моря; С — сатакунтские оливиновые диабазы; Ю — рапакиви Юго-Западной Финляндии: а — массив Лайтила, б — массив Вехмаа; Т — уралитовые порфириты Таммела; П — уралитовые порфириты Пеллинге; В — выборгские рапакиви; Х — гогландские (суурсаарские) кварцевые порфиры. Коренные выходы руководящих валунов приводятся по Х. Вийдингу (1957)

Руководящие валуны моренного горизонта бранденбургской стадии принесены ледниками из Средней Швеции, Аландских островов, дна Балтийского моря и Финляндии (даларнские порфиры, порфириты, аландский кварцевый порфир, рапакиви, граниты, красный и бурый балтийские кварцевые порфиры, рапакиви Юго-Западной Финляндии).

Руководящие валуны моренного горизонта померанской стадии происходят из Аландских островов, дна Балтийского моря, Южной Финляндии и Средней Швеции (аландский кварцевый порфир, рапакиви и гранит, красный и бурый балтийские кварцевые порфиры, рапакиви Юго-Западной Финляндии, выборгит, гогландский кварцевый порфир, даларнские порфиры и порфириты). По составу руководящих валунов в ледниковом покрове померанской стадии выделяются три потока (Тарвидас 1957; Tarvydas, Gudelis, 1957; Тарвидас, 1960, 1961). Э

территории Северной Прибалтики в верхнем плейстоцене выделяется также ряд стадияльных (возможно, субстадияльных или фазовых) моренных горизонтов, в которых состав руководящих валунов отличается (рис. 3).

Как можно судить по петрографическому составу ледниковых валунов в моренах, на отдельных этапах оледенения направления движения ледниковых покровов отличались одно от другого.

По имеющимся материалам, для Южной Прибалтики при образовании морен более раннего этапа нижнего плейстоцена преобладало направление движения ледников с севера на юг, о чем свидетельствуют находимые в этих моренах руководящие валуны, принесенные из Финляндии. Во второй половине нижнего плейстоцена ледники двигались с северо-запада на юго-восток. Такое направление подтверждается найденными в моренах этого возраста руководящими валунами, принесенными из Средней Швеции. В среднем плейстоцене морена днепровского оледенения отложена ледниками из Финляндии, на что указывает преобладание Финляндских руководящих валунов в морене этого возраста на территории Южной Прибалтики. Направление движения ледникового покрова преобладало с севера на юг.

Морена московского оледенения была отложена ледниками, пришедшими с северо-запада или северо-северо-запада. Такое направление движения ледников этого времени подтверждается валунами пород Севера

и Средней Швеции, Аландских островов и дна Балтийского моря, а также Юго-Западной Финляндии. Морены московского оледенения известны на всей территории Прибалтики. Исследования руководящих валунов в этих моренах, распространенных на территории Литовской ССР и Эстонской ССР, дали близкие результаты по направлениям движения ледника (Raukas, 1961; Гайгалас, 1962).

Состав руководящих валунов показывает, что ледниковые потоки в первой половине верхнего плейстоцена (бранденбургская стадия) покрыли территорию Южной Прибалтики, наступая с северо-запада. Во второй половине верхнего плейстоцена (померанская стадия) Южная Прибалтика покрывалась тремя ледниковыми потоками из Средней Швеции, Аландских островов и Финляндии. Восточная часть Прибалтики покрывалась ледниками, пришедшими из Финляндии, юго-западная — из Средней Швеции, а средняя — из Аландских островов. В ходе окончательного исчезновения ледника с территории Прибалтики (померанская стадия отступления) наблюдаются неоднократные наступания более мелкого ранга. Как показывают исследования по Эстонской ССР (Раукас, 1963), эти наступания произошли с разных направлений, связанных, возможно, с локальными центрами оледенения.

В результате изучения руководящих валунов в плейстоценовых моренах Прибалтики выяснились области, питавшие кристаллическим валунным материалом. Для морен первой половины нижнеплейстоценового оледенения Южной Прибалтики они располагались в Финляндии. Во второй половине нижнего плейстоцена питавшая провинция изменилась и включала Среднюю Швецию.

Области, обеспечивавшие кристаллическими валунами ледники среднего плейстоцена, были различны. Для морен днепровского оледенения Южной Прибалтики они находились на севере — в Финляндии, а для московского — на северо-западе, т. е. в Северной Швеции.

В морены верхнего плейстоцена кристаллические валуны поступили во время первой (бранденбургской) стадии из Средней Швеции, а во время второй (померанской) — из районов Балтийского моря (Аландских островов). В конце оледенения области питания валунами опять располагались на западе.

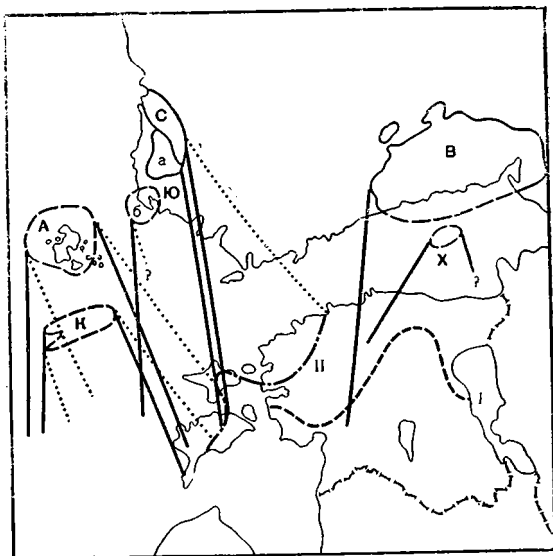


Рис. 3. Распространение руководящих валунов в моренах невиской (по А. Алейникову, 1960) и паливереской (по А. Раукасу, 1963) стадий

I — граница невиской стадии на материковой части республики; II — граница паливереской стадии. Граница распространения руководящих типов пород для морен невиской стадии указана прямыми линиями, для морен паливереской стадии — пунктиром. Граница паливереской стадии на островах указана лишь по количественным соотношениям руководящих валунов и требует уточнения. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Таблица 1

Основные и второстепенные руководящие валуны и сопровождающие их кристаллические породы в плейстоценовых моренах Прибалтики

Исходный район	Основные руководящие валуны	Второстепенные руководящие валуны	Сопровождающие породы
Юго-Восточная Финляндия и Карелия	Рапакиви Выборгского массива (выборгит, питегрит, зеленовато-серые и зеленовато-бурые рапакиви, порфировидные рапакиви и др.)	Рапакиви-граниты из Выборгского массива, гранит-порфир из Мянтюхярью, ставролитовый слюдяной сланец из окрестностей Рускеала-Томасяри	Пятнистый гранит, рапакиви-аплит
Восточная часть Финского залива	Гогландские кварцевые порфиры		Гогландские лабрадорные порфиры и порфириты
Средняя Финляндия		Уралитовые порфиры из Таммеля и Пеллингэ, шаровый гранит Борга	Метаморфизованный плагиоклазовый порфирит из Тампере, хелсинкит
Юго-Западная Финляндия	Рапакиви Юго-Западной Финляндии (Лайтила и Вехмаа), оливиновый диабаз из Сатакунта (для Северной Прибалтики)	Оливиновый диабаз из Сатакунта (для Южной Прибалтики)	Ханго-гранит, перлит-гранит, серый ниста-гранит, пятнистый гранит
Дно Ботнического залива	Ботнические порфиры	Ботнические гранофиры	Иотниские песчаники
Аландские острова	Аландский кварцевый порфир, рапакиви, граниты и гранит-порфир	Аплитовый гранит	Аландские лабрадорные порфириты и фельзит-порфиры
Дно Балтийского моря	Красный и бурый балтийские кварцевые порфиры	Сиенит-порфир, мандельштейны из дна Балтийского моря	Разноцветные поттские кварцевые и аркозовые песчаники
Северная Швеция	Кварцевые порфиры из Родо и Ально	Родо-граниты, родо-рапакиви, рагунда-гранит, ревшунд-гранит	Сиениты, сиенит-порфиры, кварцевые порфиры из Рагунда, рапакиви и гнейсы из Ангелманланда, более порфириты
Средняя Швеция	Даларнские порфиры: бредвад, катилла, блиберг, клитберг, асен, геден, сарна, ренас, грекклит-порфирит	Даларнский микрогранит, канкринит-агирин-сиенит, стокгольм-упсала-, сала-граниты	Ойе и асби, диабазы, аркозовые и кварцевые песчаники

ЛИТЕРАТУРА

- Вийдинг Х. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР.— Научные сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, 1957, IV.
- Гайгалас А. Петрографические исследования шлейстоценовых морен. Сб. статей для XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Вильнюс, 1960.
- Гайгалас А. И. Петрографический состав, морфология и ориентировка галек новейших стратиграфических горизонтов морен плейстоцена Литовской ССР. Автореф. канд. дисс. Вильнюс, 1962.
- Гайгалас А. И. Реконструкция движения шлейстоценовых ледников на территории Литовской ССР по петрографическим данным изучения морен.— Вопросы геол. Литвы. Вильнюс, 1963.
- Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 3.
- Раукас А. В. Литология и минералогия основных морен Эстонской ССР. Автореф. канд. дисс. Таллин, 1961.

- Раукас А. В. Распространение руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР.— Изв. АН ЭССР, серия физ.-мат. и техн. наук, 1963, XII, № 2.
- Соколов Н. Н. О положении границ оледенений в Европейской части СССР.— Пробл. палеогеографии четверт. периода, М.—Л., 1946, вып. 37.
- Тарвидас Р. Некоторые предварительные данные изучения кристаллических валунов на территории Литвы.— Научные сообщ. Ин-та геологии и географии АН Лит. ССР, 1957, IV.
- Тарвидас Р. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений на территории Литовской ССР.— Сб. статей для XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Вильнюс, 1960.
- Тарвидас Р. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений Южной Прибалтики и их минералогическо-петрографическая характеристика. Авторефер. канд. дисс. Вильнюс, 1961.
- Чирвинский В. Н. Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-Западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова.— Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., 1914, 24, вып. 2—3.
- Чирвинский В. Н. Конуси развития провідних валунів у межах східної Прибалтики та Европейської частини і їх тлумачення в зв'язку з питанням про рух материкового льоду.— Четвертичний період, 1935, вып. 10.
- Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения.— Докл. АН СССР, 1957, 117, № 2.
- Eskola P. Trausend Geschiebe aus Lettland. Suom. Tiedesk. Toimituksia, ser. A, 1933, XXXIV, N 5.
- Gaigalas A. Nemuno vidurupio neopleistoceno ir mezopleistoceno moren gargždo frakcijos petrografini charakteristika.— Moksl. Pranešimai. Liet. TSR MA Geol. ir geogr. i-tas, 1959, t. X, ss, 2.
- Hausen H. Studier ofver de Sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt of is—recessionens förlopp i Ostbaltikum.— Bull. Comm. Geol. Finl., 1912, 32.
- Hausen H. Materialien zur Kenntnis der Preistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 1913, 34, N 2.
- Kraus E. Über die Geschiebe in Lettland.— Zeitschr. für Geschiebef. 1934, 10, N 2.
- Raukas A. Mandrijää liikumisest Eestis. Eesti Loodus, 1961, N 5.
- Tarvydas R., Gudelis V. Paskutiniojo ir priešpaskutiniojo apledėjimų kristalinių vedamųjų riedulių pasiskirstymo dėsningumo Lietuvos TSR teritorijoje klausimu.— Moksl. pranešimai. Liet. TSR MA Geol. ir geogr. i-tas, 1958, t. VI.
- Viiding H. Eesti NSV rändkivide petrograafias. LUC aastaraamat, 1955, kd. 48.

С. А. НЕСМЕЯНОВ

**К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМАХ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ****(в связи с существующими представлениями
о развитии эрозионных циклов)**

Четвертичные отложения Западного Тянь-Шаня стали серьезно изучаться геологами лишь с конца 20-х и начала 30-х годов нашего столетия. Для стратификации этих отложений было испробовано несколько различных методик. Так, В. Н. Вебер (1929) использовал миграцию сухих дельт, которая, по его мнению, была обусловлена неравномерностью тектонических движений. Однако, поскольку при этом анализировался не весь комплекс четвертичных отложений, на основе данной методики не могла быть создана стратиграфическая схема крупного региона. Н. П. Васильковский (1935) в качестве критерия избрал характер (степень) дислоцированности четвертичных отложений. Детальными работами этого исследователя была создана первая стратиграфическая схема Ферганы, дальнейшая разработка которой привела к созданию существующей ныне схемы. Вследствии оказалось, что степень дислоцированности отложений — признак весьма непостоянный. Поэтому от применения данной методики пришлось отказаться.

Наиболее прогрессивной оказалась методика, при которой в основе стратификации четвертичных отложений была положена классификация речных террас (Мужчинкин, 1933; Скворцов, 1932, и др.). Работами С. С. Шульца (1934) и Ю. А. Скворцова (1934) вводится понятие о циклах эрозии и цикловых террасах, т. е. намечается четкая зависимость развития речных долин от ритма тектонических движений. На этой основе стратиграфическая схема четвертичных отложений Ферганы в 1944—1946 г. была распространена Н. П. Васильковским и Ю. А. Скворцовым на Памило-ташкентский и другие районы Узбекистана (Васильковский, 1957). В этом общем виде эта схема имеет следующий вид (Васильковский, 1957; Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962; Решение Совещания..., 1959; Скворцов, 1956, и др.).

1. Отложения сырдарьинского цикла денудации, сырдарьинский комплекс. В равнинных районах сюда относятся пойма и I и II надпойменные террасы; в горах количество террас возрастает. Террасы сложены маломощными галечниками (5—8 м) и лёссовидными суглинками (1—5 м).

2. Отложения голодностепского цикла денудации, голодностепский комплекс. На равнине это обычно третья (но местами первая, вторая или четвертая) надпойменная терраса; в горах — до 10—11-й террасы. Комплекс представлен более мощными галечниками (до 150 м) и не очень однородными лёссами и лёссовидными суглинками (30—40 м).

3. Отложения ташкентского цикла денудации, ташкентский комплекс — это образования так называемой основной лёссовой террасы; свита Е в горах Супе-тау; на равнинах — обычно четвертая или шестая терраса; в горах им соответствует несколько высоких локальных террас. Комплекс на равнинах представлен мощным (до 60—80 м) однородным лёссом; в горах значительную роль играют галечники. В 1943 г. в основании лёсса этого комплекса к юго-западу от Ташкента Ю. А. Скворцов обнаружил зуб *Elasmotherium sibiricum* Fisch., указывающий на возможный миндельрисский возраст вмещающих отложений. Позже Ю. А. Скворцов (1956), пересмотрев прежнюю геологическую привязку этой находки, отмечал, что она могла залегать в основании отложений голодностепского комплекса. Однако в последней сводной стратиграфической схеме, составленной на Ташкентском совещании при участии Ю. А. Скворцова, данная находка вновь фигурирует в отложениях ташкентского комплекса (Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962).

4. Отложения нанайского, или сохского, цикла денудации, сохский, или нанайский, комплекс. В приташкентском районе он представлен террасой, в толще которой 260 м приходится на галечники и 40 м — на лёсс. В Фергане к этому комплексу относится выделенная Н. П. Васильковским по южному борту впадины сохская свита, с которой сопоставляются свиты С₁, С₂ и Д гор Супе-тау и кассанская свита северного борта.

Представления Ю. А. Скворцова об эрозионном цикле не оставались неизменными. Уже в одной из его работ начала 40-х годов (Скворцов, 1941) доказывается возможность одновременного сосуществования нескольких эрозионно-аккумулятивных циклов. По мнению Ю. А. Скворцова, в то время, как долины, начавшие развиваться по более древнему циклу, еще продолжают врезаться своими верховьями, в их днищах уже закладываются долины новых эрозионных циклов. При этом поймы верховьев реки в ее низовьях может оказаться первой, второй или еще более высокой террасой. Такое построение со временем неизбежно привело Ю. А. Скворцова к ряду весьма ответственных выводов, основные из которых коротко можно сформулировать следующим образом: на разных участках реки одному и тому же циклу будут соответствовать разновозрастные осадки: более древние — в низовьях и более молодые — в верховьях. Отсюда, естественно, возникал следующий вывод, что выделение цикловых террас «не дает возможности установить прямую стратиграфическую последовательность» их возникновения (Скворцов, 1956, стр. 33). Третий вывод Ю. А. Скворцова состоит в том, что «схема оледенения» Средней Азии принципиально отличается от таковой Европы (Скворцов, 1938, стр. 40; 1961, стр. 74) и невозможно на современном этапе наших знаний увязать хотя бы в общих чертах стратиграфические схемы четверичных отложений Средней Азии и Европы (Скворцов, 1961).

В основу теории развития «террасовой долины» Ю. А. Скворцова положено представление о том, что в распространении по долине эрозионного цикла главную роль играет идущая вверх от устья так называемая ятящаяся эрозия. В связи с этим возникло предположение о необходимости весьма значительного промежутка времени для того, чтобы эрозия какого-либо цикла проникала до верховьев крупной речной системы.

На самом же деле, как показало картирование в пределах Таджикистана и других республик Средней Азии, самый молодой и весьма кратковременный по сравнению с другими голоценовый цикл уже проник по всем крупным рекам от их устьев до самых истоков. Достаточно сказать, что регрессивная эрозия этого цикла успела проникнуть от Аральского моря по системе Аму-Дарья — Вахш — Сурхоб — Кызылсу в Алайскую

долину, т. е. на расстояние более 2000 км. Следовательно, скорость «распространения» циклов в действительности во много раз превышает скорость, предполагаемую Ю. А. Сковрцовым.

В горных районах, которые практически всегда представляют собой сложные дифференцированные поднятия, «пятыяся эрозия» с началом тектонических движений какого-либо цикла начинается вверх по реке от границы каждого отдельного блока или складки. Таким образом, цикл начинает формироваться практически одновременно на протяжении всего отрезка реки, приходящегося на область горного сооружения. Это положение хорошо иллюстрируется на примере развития сырдарьинского цикла в пределах сравнительно небольшого отрезка долины р. Шахристансай и его правого притока Ак-Теньги (район пос. Шахристан). На южной окраине пос. Шахристан глубина сырдарьинского вреза (вернее, высота бровки нижней верхнечетвертичной террасы над руслом) составляет 6 м, а в районе кишлака Джар-Кутан 20—25 м. Несколько выше слияния саев Ак-Теньги и Бюраган-сай этот врез выклинивается, и современный водоток совершенно неврезанным руслом блуждает по поверхности голодностепской террасы. Однако в 20 км выше кишлака Джар-Кутан ручей Ак-Теньги при пересечении следующего тектонического блока врезан в эти отложения на глубину до 30 м.

В связи с этим можно было бы предполагать, что описанное Ю. А. Сковрцовым медленное развитие эрозионных циклов имеет место в пределах равнинных пространств, где обычно не отмечается сколько-нибудь значительного проявления дифференцированных структур. Однако, как показали детальные исследования О. Ю. Пославской в Приташкентском районе, именно в пределах равнинных пространств эрозионные циклы развиваются очень быстро и «в основном каждый предыдущий, без древний цикл, успевал закончиться до того, как начиналось развитие следующего, более молодому циклу» (Пославская 1956, стр. 53). Следует отметить, кроме того, что данная схема Ю. А. Сковрцова относится только к долинам, имеющим унаследованный характер развития, и практически не затрагивает случаев перестройки гидрографической сети, имеющих, как показали исследования Н. П. Костенко, весьма широкое распространение в процессе формирования большинства горных сооружений (Костенко 1958).

Таким образом, представления Ю. А. Сковрцова о длительности развития и сосуществования разновозрастных циклов относятся к несуществующим в природе идеальным условиям. Описанное Ю. А. Сковрцовым современное развитие нескольких разновозрастных врезов наблюдается только для сравнительно небольших саев. Но это относится обычно к врезам одного крупного эрозионного цикла. Между прочим, одновременное формирование разновозрастных (по времени заложения) образований одного же цикла распространено довольно широко. Например, в урочище Кайрак-Кум ежегодными паводками Сыр-Дарьи формируется 0,5—1,5-метровая пойменная терраса; в периоды наиболее сильных паводков речка наливает и более высокую (2—4-метровую), обычно считающуюся пойменной террасу. Таким образом, здесь осадки накапливаются одновременно на большинстве террасовых уровней последнего эрозионного цикла. На практике, основные, особенно средне-верхнеплейстоценовые и голоценовые, подразделения приведенной выше стратиграфической схемы Ферганы и Приташкентского района с успехом находят своих возрастных аналогов в схемах всех соседних областей Средней Азии, причем в этих случаях их индексировка в общих чертах совпадает (табл. 1). Следовательно, вся горная область Средней Азии развивалась в соответствии с основными общими импульсами тектонического ритма, и синхронно

комплексов четвертичных отложений здесь возможна и с успехом осуществляется (Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962; Решение Совещания..., 1959).

Следует особо остановиться на путях дальнейшей детализации стратиграфического расчленения четвертичных отложений Западного Тянь-Шаня.

При стратификации немых или слабо палеонтологически и археологически охарактеризованных четвертичных образований обычно создаются местные стратиграфические схемы. Последние опираются на выделение комплексов, естественно обособляющихся в пределах самостоятельных регионов, которые обычно включают в себя какой-либо бассейн осадконакопления с собственным базисом эрозии и его область питания. Эти комплексы отражают определенные общие для всего выбранного региона этапы в развитии тектонического (и подчиненного ему в горных странах климатического) процесса и соответствующие им этапы формирования рельефа (Шанцер, 1957). Следовательно, каждый крупный бассейн осадконакопления вместе со своей областью питания может обладать собственной местной стратиграфической схемой. Об этом свидетельствует, например, и то, что авторы существующей стратиграфической схемы вынуждены постоянно указывать на особенности строения четвертичных отложений для Ферганского и Приташкентского регионов.

Количество, размеры и конфигурация регионов определяются конкретным распределением орографических элементов. В Средней Азии большинство таких регионов естественно обособляется в несколько групп по принадлежности к той или иной крупной водной артерии, а также по принадлежности этих артерий к определенному бессточному бассейну, являющемуся как бы самостоятельным конечным базисом эрозии. Можно наметить следующие макрорегионы: 1) Туркменский (восточнокаспийский), 2) Южно-Аральский, 3) Южно-Балхашский и 4) Таримский и т. д. Западный Тянь-Шань принадлежит Южно-Аральскому макрорегиону, в пределах которого все комплексы по принадлежности основным водным артериям относятся к трем системам: Амударьинской, Сырдарьинской и Чуйской. Первая система состоит из следующих регионов: 1) Алайская долина, 2) Западный Памир, 3) Таджикская депрессия, 4) бассейн р. Зеравшан, 5) Чарджоу-Кашкадарьинская область. Сырдарьинская система состоит из Нарынского, Ферганского и Голостепенско-Кзыл-Ординского регионов. Чуйская система — из Иссыккульского и Чуйско-Муюнкумского регионов. Для большинства этих регионов уже сейчас имеются самостоятельные местные стратиграфические схемы, для других же используются схемы, составленные для смежных, иногда значительно удаленных территорий (Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962; Решение Совещания..., 1959; см. также табл. 1). Недооценка необходимости выделения естественных регионов приводит порой к методически неверному подходу при создании местных стратиграфических схем. Так, например, для расчленения четвертичных отложений Самаркандской впадины, относящейся к бассейну Аму-Дарьи, иногда применяется стратиграфическая шкала Приташкентского и Ферганского районов, т. е. схема Сырдарьинского бассейна (Касымов, 1960).

Следует отметить, что каждый из вышеуказанных самостоятельных регионов по своему внутреннему строению является довольно сложным объектом. Он сложен не только в силу неоднородности геологического строения и истории развития, но и в силу того, что в области преобладающих прогибания и аккумуляции, в области преобладающих поднятий и эрозии, в области попеременного преобладания этих процессов, каждый естественный комплекс состоит из сложно сочетающихся между собой

толщ осадков, эрозионных и аккумулятивных террас и коррелятивных им склоновых, ледниковых и других отложений. Таким образом, каждый общий для всего выделенного региона естественный комплекс, в свою очередь, складывается из ряда более мелких комплексов разного порядка, соотношение которых отражает характер и ритм реального тектонического процесса. Это определяет пути дальнейшего стратиграфического расчленения четвертичных образований. Таким образом, вполне естественно, что параллельно с созданием стратиграфических схем для крупных регионов на практике все чаще появляются местные стратиграфические схемы для более мелких регионов и их частей (например для Ферганы — Турбин, 1960; Юрьев, 1958).

В то же время из сказанного закономерно вытекает, что чем больше по площади и сложнее по геологическому строению и природе область, для

Т а б л и ц а 1

Сопоставление основных местных стратиграфических схем среднего, верхнего плейстоцена и голоцена для Южно-Аральского макрорегиона
(Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962; Костенко, 1958; Решение Совещания..., 1958 и др.)

Индекс	Системы регионов										
	Амударьинская					Сырдарьинская			Чуйская		
	Регионы										
	Алайская долина и Западный Памир	Таджикская депрессия	Зеравшанский	Чарджоу-Капкадарьинский		Голоностепско-Кзыл-Ординский	Ферганский	Нарынский	Исыккульский	Чуйско-Муонгумский	
Q ₄	Амударьинский					Сырдарьинский		Терекский	Токмакский	Сырдарьинский	
Q ₃	Бадахшанский	Термезский	Капкадарьинский	Акчадарьинский	Голоностепский	верхний	Кассанский	Аламединский	Туркменский		
		Душамбинский	Самаркандский			нижний					
Q ₂	Бартагский	Илякский	верхний	Зеравшанский	верхний	Каракольский	Ташкентский	верхний	Алафутинский	Джержаланский	Караколский
			нижний		нижний			нижний	Алабукинский	Онарчинский	

которой выделяются естественные стратиграфические комплексы, тем более «жестко» стратифицированными будут их возрастные границы: чем больше будет включать в себя такая область самостоятельных бассейнов осадконакопления, тем более границы ее естественных стратиграфических единиц будут приближаться к границам единиц единой стратиграфической шкалы.

В отношении стратиграфических схем большинства вышеперечисленных регионов следует сказать, что выделенные в них единицы по масштабам отвечают единицам сводной среднеазиатской шкалы. Сопоставимым с подразделениями европейских схем. Ведь совершенно очевидно, что во всех местных стратиграфических схемах Средней Азии

Таблица

Сопоставление стратиграфических схем континентальных четвертичных отложений наиболее детально изученных регионов Средней Азии

Центральный Копет-Даг			Таджикская депрессия			Ферганская депрессия			Киргизия и Южный Казахстан				
Стратиграфические единицы		Палеолит	Стратиграфические единицы и палеонтология		Палеолит	Стратиграфические единицы и палеонтология		Палеолит	Стратиграфические единицы	Палеолит	Фаунистические комплексы		
Макрокомплексы	Комплексы		Макрокомплексы	Комплексы		Макрокомплексы	Комплексы						
Арвадская свита			Амударьинский			Сырдарьинский			Сырдарьинский, терекский, токмакский и др.				
Багирская свита			Термезский		Ориньяк	Голодностепский	верхний	Верхи верхнего палеолита	Кассанский, аламединский, турланский комплекс		Мамонтовый (верхнепалеолитический)		
			Дюшамбинский				нижний	Верхний палеолит					
Яблоневская свита	Верхняя	Позднее мустье	Илянский	верхний	Развитое и позднее мустье	Ташкентский	верхний	Позднее мустье	Каракольский комплекс	Алафутинский, джергаланский комплекс	Ашель	Хазарский	
	Нижняя	Ашеле-мустье		нижний			нижний	Левалуа-мустье					Ашеле-мустье
								Ашель-шель					
Саркисябская свита			Вахшский <i>Dicerorhinus</i> cf. <i>etruscus</i> Falc., <i>Equus caballus</i> cf. <i>mosbachensis</i> (Reich.) и др.			Навайский			Чаткальский, норукский комплекс, кошкурганская св., верхнегобийский конгломерат				
Кешеннбаирская свита			Кулябская свита <i>Ulmus</i> cf. <i>hedini</i> Chaney, <i>Cercidiphyllum japonicum</i> Sieb. et Zucc., <i>Macreightia germanica</i> Heer., <i>Equus stenonis</i> Cocchi, <i>Cervus</i> cf. <i>elaphus</i> L., <i>Testudo nordsfieldii</i> Gray. и др.			Кокторлюкская свита <i>Archidiskodon meridionalis</i> (Nesti), <i>Elasmotherium</i> (cf. <i>caucasicum</i>), <i>Populus Litwinowiana</i> Dode., <i>Acer</i> sp. cf. <i>A. Fedschenkoanum</i> Kryscht., <i>Salix</i> cf. <i>carpea</i> L.			Акджольская, шарпылдакская, илийская, кеншагырская свиты				
									Илийский				

удалось выделить и четко сопоставить между собой для среднего и верхнего плейстоцена и голоцена одинаковое число комплексов четвертичных столетий, соответствующее числу единиц единой стратиграфической шкалы, причем эти комплексы обладают и соответствующей палеонтологической и археологической характеристикой (Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962; Решение Сопещения..., 1959). Существующие трудности в возрастной индексировке и корреляции нижнеплейстоценовых образований, по-видимому, отражают недостатки единой шкалы, где основным дефектом, безусловно, является спорность проведения нижней границы четвертичной системы.

Для ряда удаленных друг от друга наиболее изученных крупнейших среднеазиатских регионов уже появились данные, позволяющие провести довольно дробное однообразное расчленение всего комплекса их четвертичных отложений (табл. 2, на стр. 141). Сюда в первую очередь относятся Ферганская и Таджикская депрессии, где средне- и верхнеплейстоценовые отложения обладают четкой двучленностью, причем корреляция соответствующих комплексов уверенно проводится в полевых условиях (Костенко, 1958; Костенко, Чистяков, 1962, и др.). С верхней частью ташкентских и илькских образований в обоих случаях связываются местонахождения развитого и позднего мустье, а с дюшамбинскими и нижней частью голодностенских — верхнего палеолита. Поздневерхнепалеолитические изделия соответствуют в Фергане рубежу голодностенского и сырдарьинского комплексов (Несмеянов, Ранов, 1962; Ранов, 1963). По-видимому, с верхней частью нижнеташкентских образований должны связываться ашеле-мустьерские изделия (Ранов, Несмеянов, 1962), а с нижней их частью — шельско-ашельские (Ранов, 1963). Нижележащие образования нанайского комплекса Ферганы, к которым на юге относится прикрытая маломощным чехлом плотных лёссов обширная денудационная поверхность, а в северной — грубые дислоцированные конусы выноса у подножия Кураминского хребта, сопрягающиеся у северного борта Дигмай-Супетауской гряды с наиболее древней генерацией «трамплинов» (г. Бахмал-Тюбе и др.), подстилаются отложениями конторлюкской свиты с плиоцен-нижнеплейстоценовой фауной (Дубровин, 1963; Несмеянов, 1964; Несмеянов, Федоренко, 1964) и могут поэтому считаться поздние-нижнеплейстоценовыми. В Таджикской депрессии такое же стратиграфическое положение занимает выделенный Н. П. Костенко (1958) вахшский комплекс — уплотненные лёссы, развитые преимущественно на водоразделах, но местами отмечавшиеся и в крупных долинах, где они перекрывают более грубые полигенетические осадки кулябской свиты. В аналогичных плотных лёссах с пластами известковистых туфов у пос. Оби-Гарм встречена фауна позвоночных кошкурганского фаунистического комплекса (Бабаев, 1962), являющегося аналогом нанайского комплекса (Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962; Решение Сопещения..., 1959). Из верхней части нижележащих кулябских отложений известны находки четвертичных позвоночных (Костенко, Несмеянов, Ранов, 1961; Чедия, Васильев, 1960), а из нижней — плиоценовая флора (Криштофович, 1941). С этим же комплексом связывается находка фауны илийского комплекса (Лозиев, Лим, 1962). В пределах Киргизии и Южного Казахстана выделяются аналогичные стратиграфические подразделения и связанные с ними фаунистические комплексы (Бажанов, 1960; Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962). С другой стороны, синхронные комплексы фиксируются и в пределах Копет-Дага, где аналогичные подразделения ташкентского комплекса имеют ту же археологическую датировку (Лузгин, 1961; Ранов, 1963). Таким образом, в настоящее время в разных частях Средней Азии выделяются в качестве местных единицы, близкие к сводносредне-

азиатским подразделениям. Создание такой единой шкалы отвечает современному уровню знаний, а разработка собственно местных региональных схем для отдельных бассейнов осадконакопления является делом более детальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабаев А. М. Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии.— Докл. АН Тадж. ССР, 1962, V, № 1.
- Бажанов В. С. Сопоставление стратиграфии антропогена Казахстана и ряда других стран.— Уч. зап. САИГИМС, 1960, вып. 4.
- Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы.— Материалы по геологии Средней Азии, 1935, вып. 2.
- Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана.— Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, 1957, XIII.
- Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане.— Геол. вестник, 1929, VII, № 1—3.
- Дуброво И. А. Новые данные о позднекайнозойских млекопитающих Таджикистана.— Палеонт. ж., 1963, № 2.
- Касымов С. М. О четвертичных отложениях Самаркандской впадины.— Уч. зап. САИГИМС, 1960, вып. 4.
- Костенко Н. Н., Тетюхин Г. Ф., Федоров П. В. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1962, № 27.
- Костенко Н. П. Геоморфологический анализ речных долин горных стран.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1958, № 22.
- Костенко Н. П., Несмеянов С. А., Ранов В. А. О находке палеолитических орудий на возвышенности Ак-Джар.— Докл. АН Тадж. ССР, 1961, IV.
- Костенко Н. П., Чистяков А. А. Некоторые закономерности новейшего развития горных впадин (на примере Зеравшанской котловины).— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1962, № 27.
- Криштофович А. Н. Материалы к третичной и верхнемеловой флоре Средней Азии.— Бот. ж., 1941, 26, № 2—3.
- Лозиев В. Н., Лим С. С. О находке окаменелостей илийского фаунистического комплекса в северо-восточной части междуречья Кафирнитана и Иляка.— Докл. АН Тадж. ССР., 1962, V, № 5.
- Лузгин Б. К. Некоторые особенности распределения четвертичных отложений в связи с новейшими движениями на примере Гаудано-Фирюзинского района Центрального Копет-Дага.— В сб.: «Вопросы региональной геологии СССР», Изд-во МГУ, 1964.
- Мужичкин Ф. Ф. Опыт сопоставления антропогена Узбекистана.— Материалы по гидрогеологии Узбекистана. Ташкент, 1933, вып. 15.
- Несмеянов С. А. К вопросу о методах стратификации континентальных моласс (на примере кайнозойских моласс Ферганы).— В сб.: «Жизнь Земли», Изд-во МГУ, 1964, № 3.
- Несмеянов С. А., Ранов В. А. Палеолитические находки у Шахристана.— Докл. АН Тадж. ССР, V, № 6.
- Несмеянов С. А., Федоренко В. А. О стратиграфии кайнозойских моласс северо-западной Ферганы.— В сб.: «Вопросы региональной геологии СССР», Изд-во МГУ, 1964.
- Пославская О. Р. О циклах развития рельефа равнины Приташкентского района.— Изв. Узб. фил. Геогр. об-ва СССР, 1956, II (XXIII).
- Ранов В. А. О стратиграфическом положении палеолита Средней Азии.— В сб.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.
- Ранов В. А. Каменный век Таджикистана.— Автореферат дисс. на соискание учен. степени канд. истор. наук, 1963.
- Ранов В. А., Несмеянов С. А. Физико-географический и геологический очерк Кайрак-Кумов.— Труды Ин-та истории АН Тадж. ССР, 1962, XXIII.
- Решение Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, 1959.
- Скворцов Ю. А. К методике изучения четвертичных отложений в связи с геоморфологическим анализом Средней Азии.— Вестник Союзгеоразвед., 1932, № 9—10.
- Скворцов Ю. А. К методике геоморфологической и четвертичной съемки.— Проблемы сов. геологии, 1934, № 10.
- Скворцов Ю. А. К вопросу о синхронизации четвертичных отложений.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1938, № 4.

- Скворцов Ю. А. Метод геоморфологического анализа и картирования.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1941, № 4—5.
- Скворцов Ю. А. Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах.— Изв. Узб. фил. Геогр. об-ва СССР, 1956, II (XXIII).
- Скворцов Ю. А. О периодичности тектонических движений как основе для стратиграфии четвертичных отложений на примере Узбекистана.— Материалы Совещ. по изуч. четверт. периода, 1961, I.
- Турбин Л. И. Четвертичные отложения горного обрамления северо-восточной Ферганы.— Уч. зап. САИГИМС, 1960, вып. 4.
- Чедия О. К., Васильев В. А. О характере и возрасте древнего оледенения северного склона хребта Петра I.— Труды Тадж. гос. ун-та, 1960, XXVIII, вып. 1.
- Шанцер Е. В. Принципы построения и корреляции местных стратиграфических шкал четвертичных (антропогенных) отложений.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1957, XIII.
- Шульц С. С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1934, III, вып. 2.
- Юрьев А. А. Четвертичные отложения долины р. Кассансай и их золотоносность.— Узб. геологич. журнал, 1958, № 5.

А. В. МИШИНА

О ВРЕМЕНИ И ПРИЧИНАХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ В АНТРОПОГЕНЕ

В антропогеновой геологической истории оз. Иссык-Куль наиболее спорными являются вопросы о причинах происхождения абразионных и аккумулятивных террас вокруг озера и о возникновении глубоких узких заливов в восточной и южной частях берега, занимающих устья рек Тюп, Джыргалан, Тамга, Тон, Актерек и др. Террасы Иссык-Куля были описаны в работах И. В. Мушкетова (1915), Л. С. Берга (1904), Г. Д. Романовского, Н. Г. Кассина (Чухахин, 1955), В. В. Шумова (1932, 1938), В. В. Попова (1953, 1957), Л. Г. Бондарева (1958), Р. Д. Забирова (1956). Взгляды исследователей на возраст террас, время и причины колебаний уровня оз. Иссык-Куль во многом расходятся. Отсутствие фауны, по которой возраст террас (за исключением 40—60-метровой террасы в восточной части побережья Иссык-Куля) устанавливался бы с достаточной степенью определенности, значительно затрудняет решение этого вопроса.

В. В. Шумов (1932, 1938) описал пять уровней террас Иссык-Куля, обозначенные им как террасы «а», «b», «с», «d», «е». Этих же обозначений придерживались и более поздние исследователи.

Наиболее древняя терраса «е» распространена в юго-восточной части Иссыккульской впадины. Ее высота над озером в районе р. Чон-Кызылсу почти 60 м. В. В. Шумов (1938) считал, что эта терраса сложена пережитыми озером флювиогляциальными галечниками. Мы, так же как и В. В. Попов (1957), не считаем что образования террасы «е» не являются озерными. По-видимому, это отложения древних конусов выноса.

Терраса «d» хорошо наблюдается в восточной части впадины, отдельные ее останцы имеются на северном и южном берегах Иссык-Куля. Высота поверхности террасы над озером изменяется от 34 м в районе р. Актерек на южном берегу до 80 м на горе Тепки на правом берегу р. Джыргалана в восточной части впадины. На этом последнем участке терраса дислоцирована и приподнята в результате образования в антропогене Тепкинского поднятия. Разрез цоколя террасы «d» здесь, по данным автора, имеет следующее строение. Снизу вверх от уреза воды обнажаются (lim Q₁):

Мощность, м

1. Зеленовато-серые глины с фауной гастропод	2
2. Переслаивание палевых песков с линзами глин и гравия	3
3. Песчаник известковистый с кальцитовыми корками, образующий карнизы	0,4
4. Переслаивание рыхлых среднерзистых и тонких палевых песков	3
5. Глины и суглинки желтого цвета	6
6. Пески серые, среднерзистые	2

Пласты имеют юго-западное простирание 195° и угол падения 25° . На них с размывом и угловым несогласием залегают мощная толща переслаивающихся среднезернистых и крупнозернистых серых песков, палевых суглинков, зеленовато-бурых глин, галечников и гравия общей мощностью 65 м. В основании этой толщи, образующей собственно террасу «а» (limal Q₂), наблюдается прослой фиолетово-черного галечника мощностью 2,5 м, который перекрыт горизонтом плотных палевых песков мощностью 4 м. Выше залегают серые чистые пески с прослоями гравийного и крупнозернистого песчаника мощностью 11,5 м. Все три пласта являются маркирующими и прослеживаются на 1,5 км. Эти породы имеют северо-западное простирание (350°) и угол падения $10-13^\circ$. На западном склоне г. Телки они образуют флексуру, хорошо подчеркнутую пластами зеленоватых и красновато-бурых суглинков. Генезис рассмотренной толщи отложений озерно-болотный и речной.

Терраса «с» окаймляет п-ов Карабулун, протягивается затем вдоль южного побережья до залива Пржевальского и далее на север до Тюпского залива. К западу отсюда она прослеживается до р. Кутурги. В восточной части Иссык-Кульской впадины эта терраса распространена за пределами современной береговой линии оз. Иссык-Куль, немного отступая на восток. По данным А. В. Горячева (1959), высота поверхности этой террасы над озером изменяется от 3—5 м до 30 м, что свидетельствует о ее тектонической деформированности. Это же явление отмечает и Р. Д. Забиров (1956), который указывает, что высота террасы «с» возрастает от 0 м несколько западнее курорта Койсара до 40 м у устья р. Джыргала. Отложения, образующие террасу «с», на большем ее протяжении имеют типичный озерный облик. Они представлены глинами, суглинками, трепеловидными породами, песками, в которых всюду наблюдается горизонтальная или косая слоистость, иногда очень тонкая; имеется гофрировка слоев. В районе рек Кызылсу и Джууку на южном берегу озера в уступе террасы «с», снизу вверх обнажаются суглинки розовато-серые, рыхлые, тонкие, загипсованные и засоленные, с линзами глин. Мощность их 3,5 м. На них залегают пески красновато-серые, среднезернистые, рыхлые, с небольшим количеством мелкой гальки, гранитов и кварца, мощностью 3 м. На северном берегу озера в 1,5 км к востоку от Баттовки, в обрыве террасы «с» обнажаются светло-коричневые суглинки, рыхлые, глинистые, мощностью 0,5 м, на которых залегают разномзернистые и крупнозернистые пески, содержащие включения хорошо окатанной гальки. Мощность песков — 4,5 м. В некоторых участках территории озерные отложения террасы «с» вдоль ее уступа фациально замещаются плохо окатанными отложениями конусов выноса и сухих дельт.

Терраса «б» является, в сущности, плоским береговым валом, который местами заходит в долины рек, впадающих в озеро, и поддурживается их. Этот вал сложен песчано-суглинисто-гравийным материалом и прослеживается почти вдоль всего побережья. Высота его над поверхностью озера равна 8—10 м. По-видимому, к этой же террасе следует отнести и 13-метровую террасу в районе пос. Тамга.

К самым молодым береговым озерным образованиям относятся пляжи и низкие береговые валы — до 6 м, которые В. В. Шумов обозначил индексом «а». На западном и северном берегах озера, за исключением района Долинки и Чолпонаты, пляжи и низкие береговые валы почти все время сложены хорошо окатанной галькой, валунами и гравием. У Долинки Чолпонаты низкие берега образованы тонкими и среднезернистыми желто-палевыми песками. Низкие береговые валы и пляж южного и восточного берегов озера сложены сравнительно более тонким материалом, так как здесь широко развиты легкоразмываемые палеоген-неогеновые породы.

Кроме описанных террас, почти вдоль всего побережья озера протягивается погруженный под воду уступ, ширина которого в некоторых местах достигает 300 м. Эта подводная терраса хорошо видна на аэрофотоснимках. Особенно четко выражена она в восточной части озера, в глубоких узких заливах, занимающих здесь устья рек Тюп и Джыргалан. По всей вероятности, это — береговая терраса, погруженная под уровень озера. А. В. Горячев (1959) считает, что этот подводный уступ является опущенной под уровень озера в результате тектонических движений террасой «а», в некоторых местах и террасой «б». По его мнению, в районе Ойтала терраса «а» опущена на глубину 5 м, у Койсаринского мыса глубина погружения ее 2 м, а в устье Барскауна — 1 м, терраса «б» у Ойтала опущена на глубину 2 м.

О возрасте террас Иссык-Куля имеются различные предположения. Террасу «е» Шумов относит к нижнему плейстоцену. Нами нижнечетвертичные озерные отложения были обнаружены в восточной части Иссыккульской впадины по правому берегу р. Тюп, южнее пос. Талдысу. Здесь среди сплошного покрова молодого пролювия, в овраге глубиной 5 м, в 1960 г. обнаружены темно-серые вязкие озерные глины с фауной гастропод, определение которых было проведено Я. И. Старобогатовым: *Planorbis planorbis vartangitarenensis* Germ., *Lymnaea viridis*, *Lymnaea truncatula* Müll., *Aplexa hypnorum* L., *Pupilla muscorum* Müll., *Eulota* sp...

Возраст глин по фауне этих гастропод определяется как нижнечетвертичный. Такие гастроподы характерны для пресных замкнутых водоемов.

Терраса «d» на основании находки у ее подножия зубов *Rhinoceros tichorhinus* в восточной части Иссыккульской впадины (в долине р. Джыргалан) датирована В. В. Шумовым средним плейстоценом. Этот возраст подтвержден находками различных костей позвоночных в отложениях террасы в восточной части впадины на правом берегу р. Джыргалан в 1—3 км к западу от горы Тепки в 1960—1961 гг., сделанными во время работ экспедиции Института геологии Академии наук Киргизской ССР и Киргизской четвертичной партии МГУ (Курдюков, 1962). Е. И. Беляевой из сборов К. В. Курдюкова, Н. В. Макаровой, Н. Т. Поздняковой и автора определены: плечевая кость и обломки пястных костей оленя *Cervus* sp., кости лошади *Equus caballus* L., обломок лопатки осла *Equus hemionus* Pall. среднечетвертичного возраста (хазарский фаунистический комплекс). Здесь же К. В. Курдюков и В. И. Жегалло обнаружили шейные позвонки, кости таза и лопатки слона *Mammonteus* sp., определенного В. Е. Гаруттом. Из сборов М. А. Талипова и С. А. Тарасова, Е. И. Беляевой определены: нижняя кость метаподии *Bison priscus* (?), неполный скелет носорога *Coelodonta antiquitatis*, обломки рогов, череп и зубы бизона *Bison priscus longicornis*. По находке носорога *Coelodonta antiquitatis* возраст вмещающих отложений датируется в пределах средне-верхне-четвертичного времени, а по находке бизона *Bison priscus longicornis* уточняется как среднечетвертичный. Отложения, в которых сделаны эти находки, протягиваются на гору Тепки, где они дислоцированы и слагают среднюю и верхнюю части разреза террасы «d». В породах, подстилающих эти образования и обнажающихся в основании склона горы Тепки, Л. А. Тарасов нашел кость и челюсть благородного оленя *Cervus elaphus*, определенного Е. И. Беляевой (слой 2 описанного выше разреза). По той находке вмещающие отложения исключаются из плиоценовых и более древних. Поскольку они с размывом и угловым несогласием перерывы фаунистически охарактеризованными среднечетвертичными породами, их можно отнести к нижнечетвертичным. Отложения, выходящие в основании склона горы Тепки, В. В. Шумов ранее считал палеогеновыми

по их дислоцированности и сходству в окраске с буровато-желтыми трещинными отложениями этого района.

Р. Д. Забиров (1956) и Л. Г. Бондарев (1958) считают, что отложения террасы «d» относятся ко времени максимального оледенения, а уступ в этой террасе был выработан в межледниковье, когда уровень воды в озере значительно понизился (на границе средне- и верхнечетвертичного времени).

Таким образом, по всем имеющимся данным, возраст террасы «d» в восточной части Иссык-Кульской впадины устанавливается с достаточной точностью в пределах среднечетвертичного времени. Эту террасу нельзя непосредственно сопоставить с какими-либо высокими террасами, останцы которых имеются на северном и южном берегах, поэтому их возраст остается в области предположений.

Террасу «с» В. В. Шумов (1938) считает верхнечетвертичной. По мнению В. В. Попова, она голоценовая. Р. Д. Забиров (1956) и Л. Г. Бондарев (1958) предполагают, что матернал террасы «с» был отложен во время максимального оледенения так же, как и террасы «d». Уступ в террасе «с» образовался тоже в межледниковье, но немного позже, чем уступ в террасе «d». Формирование уступа в террасе «с» эти исследователи объясняют перехватом озера р. Чу, по которой часть воды ушла из озера в Боамское ущелье (Бондарев, 1958). На образовавшейся приозерной равнине шли процессы интенсивного расчленения ее реками, выработавшими глубокие эрозионные долины в восточной и юго-восточной части территории, где в это время происходило поднятие. Эти долины были залиты водой во время второго оледенения. Тогда же сформировался и материал 10-метровой террасы «b» (в верхнечетвертичное время). Уступ в этой террасе был выработан в послеледниковое время, когда уровень озера понизился. В работах Р. Д. Забирова и Л. Г. Бондарева возраст оледенений не указан. Большинство геологов, исследующих четвертичные покровы Северного Тянь-Шаня, максимальное оледенение относят к среднечетвертичному времени, а следующее за ним — к позднечетвертичному. Таким образом, по схемам Р. Д. Забирова (1956) и Л. Г. Бондарева (1958), формирование матернала террасы «с» и уступа в ней происходит в среднечетвертичном и начале позднечетвертичного времени. Залывы устьях рек Тюп и Джыргалан образовались в позднечетвертичную ледниковую эпоху и существуют с тех пор до настоящего времени, несколько сократившись в размерах в послеледниковое время. В позднечетвертичную эпоху сформировалась и терраса «b».

По мнению В. В. Шумова (1938), время образования низких террас «b» и «a» — голоцен.

Новые геологические и археологические данные свидетельствуют, однако, о значительно более молодом возрасте низких террас Иссык-Куля. В 1959 г. в районе пос. Тамга на южном берегу Иссык-Куля К. В. Кудюков и Б. К. Лузгин обнаружили археологическую стоянку, в которой найдены кости животных, остатки костра и черепки глиняной посуды. В этом месте, осмотренном автором, наблюдаются две террасы Иссык-Куля — высотой 13 и 25 м. Терраса высотой 25 м соответствует уровню террасы «с», а 13-метровая — терраса «b». По поверхности 13-метровой террасы вдоль уступа 25-метровой террасы проходит шоссе. Стенка уступа 25-метровой террасы прекрасно обнажена, так как на всем своем протяжении она абрадирована озером. Верхнюю часть 25-метровой террасы на данном участке образует толща сравнительно древнего делювия, который срезан волнами озера так же, как и подстилающие его отложения конусов выноса и сухих дельт, слагающие основание, и среднюю часть стенки уступа террасы. Темный углистый прослой, в котором были найдены

кости и керамика, обнажается среди делювиального материала на 2,3 м ниже бровки 25-метровой террасы. Очевидно, поселение человека существовало здесь тогда, когда поверхность 25-метровой террасы продолжалась в направлении к озеру на большее расстояние, чем теперь, и терраса в этом месте не была подрезана абразионным уступом. Постепенно место стоянки было перекрыто делювием. Озеро наступало на берег, абрадируя его, в результате чего уступ террасы продвигался все дальше и дальше от озера. В конце концов озеро достигло места стоянки, разрушило ее, и она обнажилась в стенке уступа. В это время поверхность 13-метровой террасы, по которой проходит шоссе, была залита водами озера. Кости млекопитающих из стоянки, по определению Е. И. Беляевой, очень молодые, по-видимому, современные, если судить по степени их сохранности. Керамика, найденная здесь, не может быть старше IV тысячелетия до н. э., так как глиняная посуда впервые появилась именно в это время. По определению Л. Р. Кызласова, эти черепки не моложе IV—VI вв. н. э. Следовательно, берег был здесь подмыт озером не раньше IV тысячелетия до н. э., а может быть, и гораздо позже, но не позднее VI в. н. э. В стенке уступа этой же террасы несколько западнее колхоза Ворошилова на южном берегу озера (горы Джылгындыкоо), как сообщил К. Д. Помазков, в 1960 г. им обнаружена археологическая стоянка с керамикой в аналогичном залегании.

В результате подводных исследований, проводившихся в 1959—1961 гг. археологами Института истории Академии наук Киргизской ССР, установлено, что повсеместно вдоль всего северного берега, а не только в отдельных его участках, как предполагалось раньше, наблюдаются вымытые озером и выброшенные на берег металлические и керамические изделия VII—I вв. до н. э., VI—X вв. н. э. Аналогичное явление наблюдается на восточном и юго-восточном берегах озера. Под водой на северном берегу озера у пос. Торайгыр найдены человеческие черепа и осколки керамических изделий IV в. до н. э.; в районе Чолпонаты под водой обнаружены стены кирпичных и бревенчатых построек, водопроводные трубы, предметы домашнего обихода IX—XV вв. н. э. К востоку от пос. Григорьевка со дна озера подняты металлические предметы — бронзовые сосуды, железные наконечники стрел VII—I вв. до н. э. Все эти находки сделаны до глубины 10 м и на максимальном расстоянии от линии берега 300—400 м. В районе Орнока на северном берегу озера был найден валун с наскальными рисунками VIII—XII вв. н. э. Валун обнаружен в склоне 12-метровой террасы («с») в 100 м от линии берега и на высоте 8 м над поверхностью озера. Поверхность валуна и сами рисунки на нем обывзвествлены, полустерты и несут характерные следы обработки озерной водой. Этот факт указывает на то, что берег озера был здесь подмыт уже после XII в. н. э.

На юго-восточном берегу в районе Койсары под водой издавна были известны постройки из жженого кирпича (Берг, 1904; Кузнецов-Угамский, 1931; Мушкетов, 1915), который впервые появился в Средней Азии в XV в. Все эти данные свидетельствуют о том, что после XV в. н. э. северный, восточный и юго-восточный берега озера были залиты его водами. Западный берег озера в этом отношении пока не был исследован. О повышении уровня озера после XV в. н. э. свидетельствует также то, что в XIV в. н. э. на Иссык-Куле существовал остров с крепостью, выстроеной при Тимуре (Берг, 1904). В настоящее время этого острова нет.

Из приведенных фактов можно сделать следующие выводы. Абразионный уступ 25-метровой террасы «с» образовался не в начале позднечетвертичного времени, как полагали Л. Г. Бондарев и Р. Д. Забиров (Бондарев, 1958; Забиров, 1956), а в историческую эпоху, не более 6 тыс. лет

назад, а, может быть, и гораздо позже. Образование уступа связано не с понижением уровня озера, а, наоборот, с повышением его на 13 м, по сравнению с современным. Абразионная стенка уступа была выработана, когда озеро приостановило свою трансгрессию и некоторое время интенсивно разрушало берег в одном и том же месте. Затем уровень его понизился, и все освободившееся пространство было заселено. После XV в. озеро снова наступило на берег и подмыло его, в результате чего образовался абразионный уступ в 13—10-метровой террасе «в». При этом процессе береговая линия на северном берегу продвинулась к северу более, чем на 500 м, что устанавливается по залеганию остатков средневековых культур. Следовательно, береговая полоса с озерными валами «а» высотой до 8 м имеет возраст не более пятисот лет. Современное положение береговой линии подтверждает, что после XV в. озеро снова отступило, но не вернулось в прежнее положение, а остановилось где-то на середине, так что оно сейчас скрывает места поселений XII—XV вв.

Таким образом, в историческое время Иссык-Куль дважды заливал свои берега. В первый раз эта трансгрессия привела к образованию абразионного уступа в высокой 25-метровой террасе «с», тогда же накопились осадки, слагающие 13—10-метровую террасу «в». Во время второй трансгрессии абразионный уступ был выработан уже в 13—10-метровой террасе, и образовались отложения низких береговых валов до 8 м высотой. Из всего сказанного следует, что формирование абразионных уступов в 25-метровой террасе и 13—10-метровых террасах, а также образование низких террас «а» и «в» нельзя объяснить сменой ледниковых и межледниковых эпох, — все эти явления происходили в послеледниковое время и зависят от иных причин.

Относительно причин иссыккульских трансгрессий, происходивших в историческое время, существует три гипотезы — тектоническая, сейсмическая и климатическая. Первые две гипотезы основаны на представлениях об опускании и затоплении локальных участков побережья (Берг 1904; Бондарев, 1956; Горячев, 1959; Кузнецов-Угамский, 1931). По первой гипотезе, эти явления вызваны новейшими тектоническими движениями, по второй — сейсмическими процессами. В обоих случаях роль климатического фактора в колебаниях уровня оз. Иссык-Куль не учтена. Климатическая гипотеза предполагает равномерное изменение уровня озера по всей протяженности берега и, следовательно, затопление не локальных участков, а всей береговой полосы. По этой гипотезе, колебания уровня озера происходят за счет чисто климатических причин — изменений во влажности, температуре и давлении воздуха, которые сильно влияют на уменьшение или увеличение площади зеркала Иссык-Куля. Для подтверждения или опровержения любой из этих гипотез прежде всего необходимо установить, каким образом происходит погружение берега — локально или повсеместно.

Из фактов, приведенных в предыдущем разделе, ясно, что одновозрастные археологические памятники, погруженные сейчас под уровень озера, распространены повсеместно вдоль всех берегов (северного, восточного и юго-восточного), кроме западного, о котором пока ничего не известно, так как археологические исследования здесь не проводились. В то время подводная терраса, на которой находятся эти памятники, приживается по аэрофотоснимкам вокруг всего озера. Все это позволяет считать, что погружение берега произошло вследствие землетрясения, так как не подтверждает основного довода, на котором основывается сейсмическая гипотеза — затопления только локальных участков побережья.

Анализ геоморфологии побережья позволяет сделать некоторые выводы, касающиеся двух других предположений — об опускании

вследствие новейших тектонических движений и о климатическом изменении уровня оз. Иссык-Куль. В восточной, юго-восточной и южной частях берега устья рек заняты глубокими заливами — эстуариями. Такие заливы на юге имеют реки Тон, Актерек, Джаргылчак, Сарыбулак, Барскаун, Тамга, а в восточной части — Тюп и Джыргалан. В. В. Шумов отмечает, что стенки Джаргылчакской бухты являются в то же время бортами речной долины, дно которой без заметного изменения уклона уходит под уровень озера. Максимальная глубина затопленной части долины — 40 м. В заливах Тона и Актерека глубина достигает 50—55 м (Забириков, 1956). В северной и западной частях иссыккульского побережья таких заливов нет, хотя берег здесь сложен такими же осадками, что на юге и востоке. Береговая линия здесь значительно выровнена или образует изгибы, очерчивающие мысы, сложенные материалом сухих дельт, округлыми конусами, глубоко вдающихся в озеро. Такой характер иссыккульского побережья, свидетельствующий о совершенно закономерном распределении затопленных и приподнятых участков берега, позволяет, в общих чертах, говорить о новейшем тектоническом погружении восточного, юго-восточного и южного берегов и поднятии северного и западного. Участок относительного новейшего тектонического опускания фиксируется по геоморфологии берега и в средней части северного побережья, где резко сужается прибрежная равнина, и коренные породы подступают почти к самой воде. Эти факты свидетельствуют о том, что затопление памятников человеческой культуры и образование подводной террасы в местах новейших тектонических поднятий западного и северного берегов следует объяснять только климатическими явлениями, в остальных же участках территории — совместным проявлением климатического и тектонического факторов. В некоторых участках берега (Чолпоната, Ойтал, устье Тюпа) наблюдаются также следы землетрясений.

Значительные изменения уровня оз. Иссык-Куль в историческую эпоху вследствие климатического фактора подобны явлениям, установленным К. В. Курдюковым для бессточных озер Юго-Восточного Казахстана (Курдюков, 1952) — Балхаш и Алакуль. Незначительные изменения во влажности воздуха, в количестве осадков на поверхность озера, в притоке речных вод, в температуре приводят к нарушению равновесия между поступлением воды в озеро и испарением ее с поверхности, а это, в свою очередь, влияет на площадь зеркала бессточного бассейна, и уровень его сильно изменяется.

Доказательством быстрого изменения уровня оз. Иссык-Куль вследствие климатического фактора служат интенсивные колебания его и в настоящее время. Например, в устье р. Каракол в восточной части озера уровень с 1936 по 1956 г. понизился на 1 м 11 см. В районе Рыбачьего за этот же промежуток времени в западной оконечности озера также произошло понижение уровня на 1 м 11 см (Гидрологический ежегодник, 1932—1955). Такое равномерное понижение уровня за короткое время в двух противоположных точках впадины которые, кроме того, находятся в различных по характеру новейших тектонических движений районах, может быть объяснено только климатическими причинами.

Таким образом, ведущими факторами в колебаниях уровня озера в современную эпоху являются тектонический и климатический. Район Иссык-Куля отличается высокой интенсивностью и скоростью новейших тектонических движений. Это устанавливается не только по приведенным выше фактам, но и по геофизическим наблюдениям. В. Н. Крестников и И. Л. Нерсесов (1962) отметили, что в центральной, наиболее глубоководной области Иссык-Куля резко возрастает мощность земной коры по сравнению с западной и восточной его частями. В центральной части мощ-

ность достигает 56—58 км — величины, свойственной горным сооружениям в Тянь-Шане, поднятым в современную эпоху на большую высоту. В то же время мощность земной коры на западе и на востоке впадины колеблется в пределах 35—45 км — величины, характерной для впадин Тянь-Шаня. В. Н. Крестников и И. Л. Нерсесов предполагают, что это явление можно объяснить тем, что в центральной части Иссык-Куля в самое последнее время произошло изменение в направленности тектонических движений — опускание сменилось поднятием, которое еще не нашло своего выражения на поверхности. Зона предполагаемого поднятия, вырисовывающаяся по изолиниям мощностей земной коры, имеет поперечное расположение по отношению к простиранию Иссыккульской впадины. Это явление нельзя рассматривать как нечто исключительное в тектоническом развитии Иссыккульской впадины. В ее восточной части, в области наибольшего погружения мезозойского фундамента, в настоящее время наблюдается поднятие, пересекающее впадину в диагональном направлении. Это поднятие хорошо выражено в рельефе и состоит из цепи кулисообразно замещающих друг друга с юго-запада на северо-восток небольших широтных поднятий: Большой и Малый Оргочер, Бирбаш, Тепки, Ичке-Тосма и Чон-Тосма. Рост их начался в антропогене. Поперечные и диагональные поднятия, возникающие во внутренних частях впадин в антропогене, характерны и для других впадин Северного и Центрального Тянь-Шаня — Кегень-Каркаринской (Горячев, 1959), Джумгольской, Нарынской. В Иссыккульской впадине эти процессы идут, по-видимому, наиболее интенсивно.

В результате рассмотрения приведенных материалов можно сделать некоторые краткие выводы по истории антропогенного развития Иссык-Куля.

В нижнечетвертичное время в восточной части Иссыккульской впадины существовали небольшие замкнутые разрозненные водоемы, в которых шло накопление глинистых и песчаных осадков, содержащих комплексы нижнечетвертичных гастропод, характерных для пресноводных закрытых бассейнов.

В среднечетвертичную эпоху оз. Иссык-Куль имело гораздо большие размеры, чем в настоящее время. Об этом свидетельствует 40-метровая толща озерных глин, песчаников и суглинков, охарактеризованная среднечетвертичной фауной, прослеживающаяся в восточном направлении гораздо дальше современной береговой линии. Причины, вызвавшие такое значительное повышение уровня озера в это время, не ясны. Возможно, большую роль здесь сыграло оледенение.

В верхнечетвертичную эпоху размеры оз. Иссык-Куль несколько сократились — более молодые осадки нигде не выходят за пределы береговой линии, очерченной среднечетвертичными отложениями.

В современный этап происходят неоднократные колебания в положении уровня озера, вызванные главным образом совместным проявлением интенсивных тектонических движений и климатического фактора в пределах всей Иссыккульской впадины. Отдельные участки побережья озера изменили свои очертания вследствие землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

- Берг Л. С. Озеро Иссык-Куль. Исторический очерк. Казань, 1904.
 Бондарев Л. Г. Еще раз о палеогеографической загадке Иссык-Куля. Труды Географии АН Кирг. ССР, Фрунзе, 1958, вып. 1.
 Гидрогеологический ежегодник. Бассейны рек Средней Азии. Гидрометеиздат, 1932—1955, 5, вып. 528.
 Горячев А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития

- вития и сейсмичность района озера Иссык-Куль.— Труды Ин-та физики Земли, Изд-во АН СССР, М., 1959.
- Абиров Р. Д. Древнее и современное оледенение хребта Терской-Алатоо и колебания уровня озера Иссык-Куль.— Изв. АН Кирг. ССР, 1956, вып. 11.
- Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— Сов. геол., 1962, № 11.
- Кузнецов-Утамский Н. Н. Бассейн озера Иссык-Куль как географическое целое.— Труды Геоморфол. ин-та АН СССР, 1931, вып. 1.
- Курдюков К. В. Древние озерные бассейны Юго-Восточного Казахстана и климатические условия времени их существования.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 2.
- Курдюков К. В. Схема расчленения четвертичных (антропогенных) отложений Северной Киргизии.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 1.
- Мушкетов И. В. Туркестан, СПб., изд. 2, 1915, I, II.
- Попов В. В. Закономерности распределения континентальных отложений в связи с молодыми движениями на примере Иссык-Куля и других впадин Тянь-Шаня.— Труды Всес. рабочего совещ. об итогах изуч. четверт. периода в Ташкенте в 1948 г. Изд-во АН Узб.ССР, Ташкент, 1953.
- Попов В. В. Антропоген Тянь-Шаня.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1957, XIII.
- Чупахин В. М. История вопроса о древней связи р. Чу с озером Иссык-Куль и о предполагаемом более высоком уровне озера в историческом и геологическом прошлом.— Уч. зап. Геогр. фак-та Кирг. гос. ун-та, 1955, вып. 1.
- Шумов В. В. Геологические исследования четвертичных отложений на юго-западном побережье озера Иссык-Куль.— Труды Всес. Геогр. об-ва, 1932, вып. 255, материалы по четверт. геологии СССР, ч. 1.
- Шумов В. В. Четвертично-геологическое описание береговой полосы озера Иссык-Куль и смежной части р. Чу. Фрунзе, 1938.

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

Л. В. ЗОРИН

ОТРАЖЕНИЕ РОЛИ КЛИМАТА И ВОЗРАСТА В МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ СПЕКТРАХ АЛЛЮВИЯ

Один из докладов советских геологов к VI Международному конгрессу по седиментологии был посвящен вопросам диагенеза в условиях озерного и речного осадкообразования. Автор доклада М. С. Швецов (1960) утверждает, что условия среды в этой обширной области очень разнообразны и ход диагенеза в ней мало изучен. Образующиеся здесь породы обычно сохраняют черты строения первоначального осадка...

С таким утверждением трудно не согласиться. Однако в данном случае можно говорить лишь о внешнем сходстве, скорее о подобии пород различного возраста. Вещественный состав аллювия, в частности минералогический, в зависимости от времени, пусть даже небольшого в геологическом отношении (часть четвертичного периода), конечно, подвержен значительным изменениям в ходе диагенеза.

Существенные изменения породы аллювиального происхождения зависят не только от времени, в течение которого толща подвергается действию процессов диагенеза. Нередко решающую роль в экзодиагенезе сложений, оказывающемся, в частности, на минералогическом составе присущего им спектра, играют климатические условия среды осадконакопления.

Именно эти два фактора — время и климат — и их отражение в минералогическом составе аллювия нам и хотелось подвергнуть пристальному анализу на примере долин рек Зеи, Нерчи и Унды (Забайкалье), Кутарты (Восточная Фергана).

При рассмотрении фактического материала мы ставили себе следующие задачи:

1. Как влияет время на ход и результаты экзодиагенеза в речных образованиях четвертичного возраста.

2. Как влияют в этом направлении климатические условия.

Рассмотрим ряд характерных примеров (см. табл. 1, 2, 3, 4, 5).

Как видно из таблиц, перечисленные районы исследования обладали в прошлом и обладают в настоящее время совершенно специфическими климатическими условиями.

Изменения климата в прошлом, в разные эпохи осадконакопления в одних районах были очень резкими и глубокими, в других же наблюдались определенная устойчивость климатических условий на протяжении нескольких эпох осадконакопления. Естественно, что колебания температурного и влажностного режимов по-разному отражались на составе минералогических спектров, присущих каждой эпохе осадконакопления. Но в целом климатические ритмы накладывались на возрастные изменения толщ отложений. Вследствие этого связь минералогических спектров с климатическими условиями осадконакопления усложнялась направленным

Т а б л и ц а 1

Долина р. Зеи, Нижне-Зейская депрессия

Отложе- ния	Характеристика климата	Среднее содержание минералов, %									
		Вторичные		Устойчивые по отношению к выветриванию					Неустойчивые по отношению к выветриванию		
		Гематит	Лейко- ксен	Циркон	Рутил	Гранат	Сфен	Ильменит	Эпидот	Роговая обманка	Пироксен
Совре- менный аллювий	Климат континен- тальный	—	—	8	4,5	14	4	40	5	10	6
	Итого по группам:			70,5					21,0		
I	Климат теплый, влажный	4	1	2	1	3	11	24	10	25	12
	Итого по группам:			41,0					47,0		
II	Климат холодный, континенталь- ный	3	—	4	0,5	8	7	32	15	8	3,5
	Итого по группам:	3,0		51,5					26,5		
III	Климат холодный, резко континен- тальный	—	—	1,5	1	6	4	21	25	37	17
	Итого по группам:	5,0		33,5					79,0		
IV	Климат теплый, влажный	—	5	6	3	14	3	50	15	2,5	—
	Итого по группам:	5,0		76,0					17,5		
V	Климат теплый, влажный	—	6	1	3	10	10	65	25	—	—
	Итого по группам:	6,0		89,0					25,0		

кономерным «старением» отложений. Возрастные минералогические спектры преобразовывались климатическими воздействиями.

Так, в долине р. Зеи холодные эпохи осадконакопления характеризуются резким увеличением содержания неустойчивых по отношению к выветриванию минералов, сопровождаемого столь же резким падением относительного содержания устойчивых минералов. Особенно ярко климатическое воздействие, влияние которого наложилось на направленные возрастные изменения, проявилось на минералогических спектрах древних «теплых» террас. В равной степени влияние климата здесь сказалось на увеличении содержания минералогических новообразований (вторич-

ных минералов). В молодом аллювии р. Зеи (I терраса) влияние климата четко проявилось в новообразованных минералах и слабо отразилось в содержании трудно выветривающихся минералов. Линия связи по легко выветривающимся минералам здесь более четкая.

Очень слабо, за исключением молодого аллювия I террасы, климатические влияния проявились в минералогических спектрах всех эпох осадконакопления в долине р. Нерчи. Это и понятно, если учесть, что колебания климата здесь были незначительны. То же, в целом, следует отметить и для долины р. Кугарт. Однако в долине этой реки изменения спектров проявились в появлении новообразованных минералов в древнем аллювии, что, вероятно, следует связывать с жарким климатом. В обоих последних случаях (реки Нерча и Кугарт) минералогические спектры претерпели

Т а б л и ц а 2

Долина р. Зеи, Верхне-Зейская депрессия

Отложения	Характеристика климата	Среднее содержание минералов, %						
		Устойчивые по отношению к выветриванию				Неустойчивые по отношению к выветриванию		
		Циркон	Гранат	Сфец	Ильменит	Эпидот	Роговая обманка	Шпинелл
Современный аллювий	Континентальный климат	—	10	3	3,5	15	36	1
	Итого по группам:	16,5				62,0		
I	Климат теплый, влажный	—	11	5	4,5	26	34	
	Итого по группам:	20,5				73,0		
II	Климат холодный, континентальный	—	7	1	10	27	30	
	Итого по группам:	18,0				69,0		
III	Климат холодный, резко континентальный	3	4	0,5	6	15	30	
	Итого по группам:	13,5				53,5		
IV	Климат теплый, влажный	5	19	11	10	26	23	
	Итого по группам:	45,0				52,0		
V	Климат теплый, влажный	3	10	8	45	21	—	
	Итого по группам:	66,0				71,0		

Т а б л и ц а 3

Долина р. Нерчи, Арбагарская депрессия

Отложе- ния	Характеристика климата	Среднее содержание минералов, %							
		Вторичные		Устойчивые по отношению к выветриванию			Неустойчивые по отношению к выветриванию		
		Гематит	Лейко- ксен	Ильменит	Гранат	Сфен	Пироксе- ны	Роговая обманка	Эпидот
Высокая пойма	Климат континенталь- ный	1	2	10	2	18	20	26	15
	Итого по группам:	3,0		30,0			61,0		
I	Климат континенталь- ный, теплее современ- ного	2	1,5	17	2	18	16	24	14
	Итого по группам:	3,5		37,0			54,0		
II	Климат континенталь- ный, холоднее современ- ного	1,5	1,5	26	2	10	14	27	13
	Итого по группам:	3,0		38,0			54,0		
III	Климат континенталь- ный	1	3	21	2	16	8	29	17
	Итого по группам:	4,0		39,0			54,0		
IV	Климат континенталь- ный	1	1	27	3	19	12	20	11
	Итого по группам:	2,0		49,0			43,0		

основные изменения в зависимости от возраста отложений. Более или менее четко прослеживается связь минералогических спектров и климата, а также возрастных воздействий в долине р. Унды.

Из анализа фактического материала можно сделать следующие выводы:

1. Чем древнее аллювий, тем выше в нем относительное содержание устойчивых по отношению к выветриванию минералов и соответственно ниже неустойчивых.

2. Чем теплее эпоха осадконакопления, тем выше в аллювии содержание устойчивых по отношению к выветриванию минералов. Содержание легко выветривающихся минералов в условиях теплого и влажного климата резко понижается. В холодную эпоху осадконакопления наблюдаются обратные соотношения.

3. Чем теплее и влажнее климат эпохи осадконакопления, тем больше в аллювии содержание новообразованных минералов. Молодость отложе-

Т а б л и ц а 4

Долина р. Унды, Бугдаинская депрессия

Отложения	Характеристика климата	Среднее содержание минералов, %							
		Вторичные		Устойчивые по отношению к выветриванию			Неустойчивые по отношению к выветриванию		
		Гематит	Лейко-ксен	Ильменит	Сфен	Гранат	Роговая обманка	Эпидот	Пирит
Высокая пойма	Климат континентальный	11	1	26	35	—	11	—	1
	Итого по группам:	12,0		61,0			12,0		
I надпойменная терраса	Климат теплее современного, влажный	12	1	18	33	1	8	—	3
	Итого по группам:	13,0		52,0			11,0		
II надпойменная терраса	Климат теплый, влажный	19	0,5	13	39	2	13	—	—
	Итого по группам:	19,5		54,0			13,0		
Озерные древние	Климат самый теплый и влажный	13	2	5	45	—	6	1	—
	Итого по группам:	15,0		50,0			7,0		

Т а б л и ц а 5

Долина р. Кугарт, Кугартская депрессия (Восточная Фергана)

Отложения	Характеристика климата	Среднее содержание минералов, %							
		Вторичные				Устойчивые по отношению к выветриванию		Неустойчивые по отношению к выветриванию	
		Гематит	Лейко-ксен	Лимонит	Хлорит	Гранат	Ильменит	Пироксен	Эпидот
Высокая пойма	Климат сухой, континентальный	11	2	34	1	1	11	25	3
	Итого по группам:	48,0				12,0		28,0	
III надпойменная терраса	Климат сухой, континентальный	6	1	30	1,5	8	17	25	1
	Итого по группам:	38,5				25,0		26,0	
Древние галечники моласс	Климат сухой, континентальный	6	0,5	71	0,5	7	11	—	—
	Итого по группам:	78,0				18,0		—	

зий, при наличии холодного климата в эпоху осадконакопления, определяет сравнительно пониженное содержание новообразованных минералов.

4. Древний аллювий, которому соответствовала теплая и влажная эпоха осадконакопления, содержит наименьшее количество неустойчивых по отношению к выветриванию минералов.

Намеченные основные выводы, полученные из анализа фактического материала, накопленного за пять лет работы в разных районах Советского Союза, позволяют разработать ряд практических мероприятий, направленных на улучшение методов поисков россыпных полезных ископаемых ими могут быть как устойчивые: ильменит, сфен и другие, так и неустойчивые по отношению к выветриванию минералы).

Так, выяснив, какая из террас данной реки имеет аллювий, сформированный в теплую эпоху осадконакопления и обогащенный тем или иным полезным компонентом, мы можем путем картирования данной террасы вдоль долины (например при помощи дешифрирования) наметить наиболее перспективные районы поисков. То же можно сказать и в отношении древних террас, в особенности, если их формирование было связано с теплым климатом.

С другой стороны, и холодные эпохи осадконакопления, фиксированные в аллювии определенных террас, могут быть связаны с комплексом специфических полезных ископаемых.

Таким образом, восстановление условий осадконакопления, проведенное на базе единичных опорных разрезов на любом отрезке продольного профиля данной реки, позволяет картировать «теплые» и «холодные» (относительно) террасы с присущим им комплексом минералов, в том числе и полезных.

Тем самым могут быть резко снижены затраты на поисковые работы россыпных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Грошенкова Н. Г., Зорин Л. В., Малаева Е. М. К вопросу об осадконакоплении в долине р. Зей в четвертичное время.— Сов. геология, 1960, № 2.
- Зорин Л. В. и Бан Е. А. Реконструкция долинной сети Восточного Забайкалья в связи с поисками строительного минерального сырья (на примере верховьев рек Газимур, Борзи, Унды и Верхнего Аленуя).— Материалы II геоморфол. совещания: М., 1959.
- Зорин Л. В., Малаева Е. М., Судакова Н. Г. К палеогеографии четвертичного времени Восточного Забайкалья.— Палеогеография четверт. периода СССР (сб. к VI Конгрессу INQUA в Польше), Изд-во МГУ, 1961.
- Швецов М. С. К вопросу о диагенезе.— В сб.: «Вопросы седиментологии». Докл. сов. геологов к VI Междунар. конгрессу по седиментологии, Изд-во АН СССР, 1960.

А. В. ВЛАСЕНКО, С. М. ЛАВРОВ

КАМЕННЫЕ КОЛЬЦА В РАЙОНЕ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ДЖИДЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

При поисково-съёмочных работах в районе верхнего течения р. Джиды на водоразделе рек Дотоджи и Унэтэ, левых притоков р. Цаган-Бальчира, в крайней западной части территории Бурятской АССР, один из авторов настоящей статьи встретил оригинальные проявления микрорельефа — каменные кольца.

Водораздел рек Дотоджи и Унэтэ имеет плоскую широкую форму, покрыт каменными россыями, абсолютная высота его около 1500 м. Каменные кольца в центральной своей части состоят из сырой и вязкой глинистой массы. Сплошной каменный бордюр, окружающий глинистую массу, представляет собой рыхлое скопление обломков пород разных размеров. Форма обломков неправильная, расположение их беспорядочное: встречающиеся среди них обломки пород сланцеватой текстуры нередко ориентированы под крутым углом, иногда почти вертикально. Размеры всего образования в поперечнике 100—250 см, ширина каменного кольца 25—40 см, приподнятость середины центральной мелкоземистой массы над общим уровнем поверхности 20—25 см (h), на 5—10 см ниже каменного валика (рисунок). Небольшая расчистка одного кольца на водоразделе



Рис. 1. Разрез каменного кольца

рек Дотоджи и Унэтэ показала, что каменный валик без заметных изменений продолжается вглубь на 50 см. С глубиной в составе его начинает появляться мелкозем, постепенно увеличиваясь, последний становится преобладающим в породе. В центральной глинистой части каменного кольца обломки розовой среднезернистой разновидности гранитов, так называемой джидинской интрузии, с глубиной начинают встречаться чаще — различие в механическом составе, столь поразительное на поверхности, постепенно исчезает.

Образование каменных колец, по аналогии с другими районами их распространения, связано, очевидно, с проявлением морозного выветривания по причинам, вызывающие своеобразное расположение материала, по-видимому, иные.

Основная особенность описанного явления заключается в сортировке обломочного материала в вертикальном и горизонтальном направлениях. Первое из них есть следствие «вымораживания» — постепенного выпирания крупных обломков пород на поверхность в результате подъема их вверх при расширении объема замерзающей породы и опускания вниз при сокращении объема в период размораживания. Подъем крупных обломков вверх не компенсируется замедленным, сравнительно с мелкоземом, опусканием их вниз при размораживании грунта, как еще в 1928 г. показал И. Н. Гладцин. В районе исследования на водоразделах иногда можно наблюдать участки, состоящие из «вымороженных» таким путем с глубины глыб и щебня пород, подстилаемых мелкоземом. Однако кольцевое расположение крупнообломочного материала в таких участках проявляется далеко не всегда.

Какая же сила вспучивает пластичную глинистую массу и смещает в сторону крупные обломки пород с образованием каменного бордюра? Это, очевидно, не может быть ни влияние увеличения объема замерзающей воды в порах мелкоземистой породы, ни действие ледяных стебельков, вырастающих в морозные ночи на глинистой почве и исчезающих при солнечных лучах солнца, ни какая-либо иная причина, связанная с особенностями

ми состава или свойствами мелкообломочной массы, ограниченной каменным бордюром (Гладцин, 1936 г.). При любом из этих допущений было бы непонятно, почему описываемые микрорельефные образования встречаются на водоразделе изолированно, а не захватывают большие участки того же пологого склона, тождественные по составу слагающей горной породы, условиям морозного выветривания, инсоляции, климатических особенностей и т. д.

Анализ наблюдаемых явлений показывает, что причина возникновения каменных колец в районе р. Джиды связана с деятельностью грунтовых вод. Малая мощность деятельного слоя в районе наблюдений и приуроченность его к пологому водоразделу определяют неглубокое залегание грунтовых надмерзлотных вод, малую их продуктивность и скорость движения, отсутствие непрерывности зеркала из-за неровной поверхности подстилающего водонепроницаемого мерзлого слоя. В зимний период при промерзании деятельного слоя грунтовая вода, заключенная между двумя мерзлыми слоями, находится в условиях значительного давления. Она вызывает в наиболее податливых участках постепенное изгибание покрывающих пород, образуя водяную линзу под бугром вспучивания, замерзающую при дальнейшем понижении температуры. Некоторое значение также имеет расширение воды при охлаждении ее ниже 4°C . Малые размеры гидролакколита и положение в деятельном слое вызывают исчезновение его в теплое время года и повторное образование зимой. Формирование сходных образований наблюдалось Икиным (Еакпи) в 1916 г. в районе Юкона на Аляске.

Продукты выветривания, составляющие кровлю бугра вспучивания, находятся в сезонном движении: вспучивании — зимой и опускании — летом. Следствием этого процесса является сползание крупных обломков по склонам с формированием по периферии, в участках лакколитообразного изгиба пород в результате движения переменного знака, непрерывного каменного кольца глубиной до 0,5 м с крутой, близкой к вертикальной ориентировкой обломков плитчатой формы.

Многолетние гидролакколиты были встречены в районе исследований в виде образований небольших размеров высотой около 1,5 м и диаметром в основании 8 м. По-видимому, климатические и гидрогеологические особенности района не благоприятствуют образованию гидролакколитов большего размера.

Л. И. АЛЕКСЕЕВА и В. Е. ГАРУТТ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ЭВОЛЮЦИИ СЛОНОВ РОДА ARCHIDISKODON

В 1910 г. М. В. Павлова описала зуб ископаемого слона из с. Фарладаны (Молдавия), который был определен ею как *Elephas cf. planifrons*.

Elephas planifrons — плосколобый слон — наиболее примитивный и архаичный из известных ископаемых слонов, был установлен Фалькonerом и Котлеем (Falconer, Cautley, 1845—1849) по находкам из сиваликских отложений Северных Гималаев. Слон этот характеризуется относительно низким, вытянутым в сагиттальном (продольном) направлении черепом и низкими коренными зубами с небольшим числом пластин (10—12 на последнем зубе), незначительной частотой пластин, т. е. количеством их, приходящихся на 10 см длины коронки (4—5), а также толстой эмалью (3—5 мм). Своеобразной особенностью зубной системы плосколобого слона является сохранение у него как в верхней, так и нижней челюстях постоянных переднекоренных зубов (РЗ и Р4), редуцированных у поздних слонов.

По строению коренных зубов плосколобый слон обнаруживает большое сходство с зубами южного слона *Elephas meridionalis* Nesti, формой геологически более молодой. На основании этого сходства оба слона были помещены Полигом (Pohlig, 1889) в один род *Archidiskodon*, причем подразумевалось, что плосколобый слон является предком южного. Позднее, на основании краниологических данных, было установлено, что слоны эти не могут быть отнесены к одному роду, а сходство в их зубах, по-видимому, является результатом параллельного развития в связи с приспособлением к пережевыванию одинаковой пищи. Плосколобый слон был взят в качестве типа нового рода — *Protelephas* (Гарутт, 1957).

Указания о находках плосколобого слона в Европе многочисленны (Павлова, 1910, 1925, 1934; Deperet et Mayet, 1923, и др.). В СССР эти находки получили особое значение в связи с работами В. И. Громова по палеонтологическому обоснованию стратиграфии континентальных четвертичных толщ Европейской части СССР. На северном побережье Азовского моря, в песчаном карьере близ ст. Хапры (Ростовская обл.), была открыта богатая фауна млекопитающих (Громов, 1936; Хохловкина, 1940). На основе изучения этих остатков В. И. Громовым (1936, 1948) был выделен так называемый хапровский фаунистический комплекс, характеризующий ранний этап развития четвертичной фауны млекопитающих. В фауне типичного местонахождения (Хапры) В. И. Громовым было указано присутствие двух видов слонов: *Elephas cf. planifrons* и *E. meridionalis*. Материалы последующих сборов в Хапрах, а также в Ливенцовке, где вскрывается та же толща хапровских песков (Янькова, 1959), позволили уточнить систематическое положение слонов хапровской фауны. Было установлено, что остатки слонов принадлежат не двум формам, а одной, которая по строению черепа и зубов близка к южному слону *Archidiskodon meridionalis* (Nesti), но обладает морфологическими признаками, свидетельствующими о её большей примитивности. Следовательно, слон из Хапров не может быть отнесен к роду *Protelephas* и отождествляться плосколобым слоном. Мы относим хапровского слона к роду *Archidiskodon* и выделяем его в качестве нового вида (Гарутт и Алексеева, 1964), характеристика которого приводится ниже.

Archidiskodon Pohlig, 1889

Archidiskodon gromovi nov. sp.¹

Elephas cf. planifrons; Громов, 1948, стр. 44, 451—453, рис. 214.

Elephas meridionalis; Громов, 1948, стр. 42, 452—453, рис. 214.

Голотип. Череп взрослой особи (рис. 1) с последними коренными зубами (M³) из хапровских песков Ливенцовского песчаного карьера Ростовской обл. (музей краеведения г. Ростова-на-Дону, № 113).

Диагноз. Череп относительно низкий, вытянутый в сагиттальном направлении (отношение длины черепа в высоте — 86%). Лоб узкий (отношение его ширины к ширине затылка — 29%). Затылочные бугры (парные выпуклости, расположенные симметрично по бокам затылочного отверстия) почти не выражены, и плоскость затылка расположена под прямым углом к продольной оси черепа. Коренные зубы низкие и широкие (ширина коронки составляет 80—85% высоты). В верхней челюсти функционировали сильно редуцированные последние, постоянные, переднекоренные зубы — P⁴². Общая зубная формула следующая:

$$Pd \frac{2}{2} \quad Pd \frac{3}{3} \quad Pd \frac{4}{4} \quad P \frac{4}{4} \quad M \frac{1}{1} \quad M \frac{2}{2} \quad M \frac{3}{3}$$

¹ Название дано в честь геолога и палеонтолога проф. В. И. Громова, исследователя четвертичных млекопитающих нашей страны.

² Громов, 1948, стр. 44; см. также Верещагин, 1959, стр. 417.

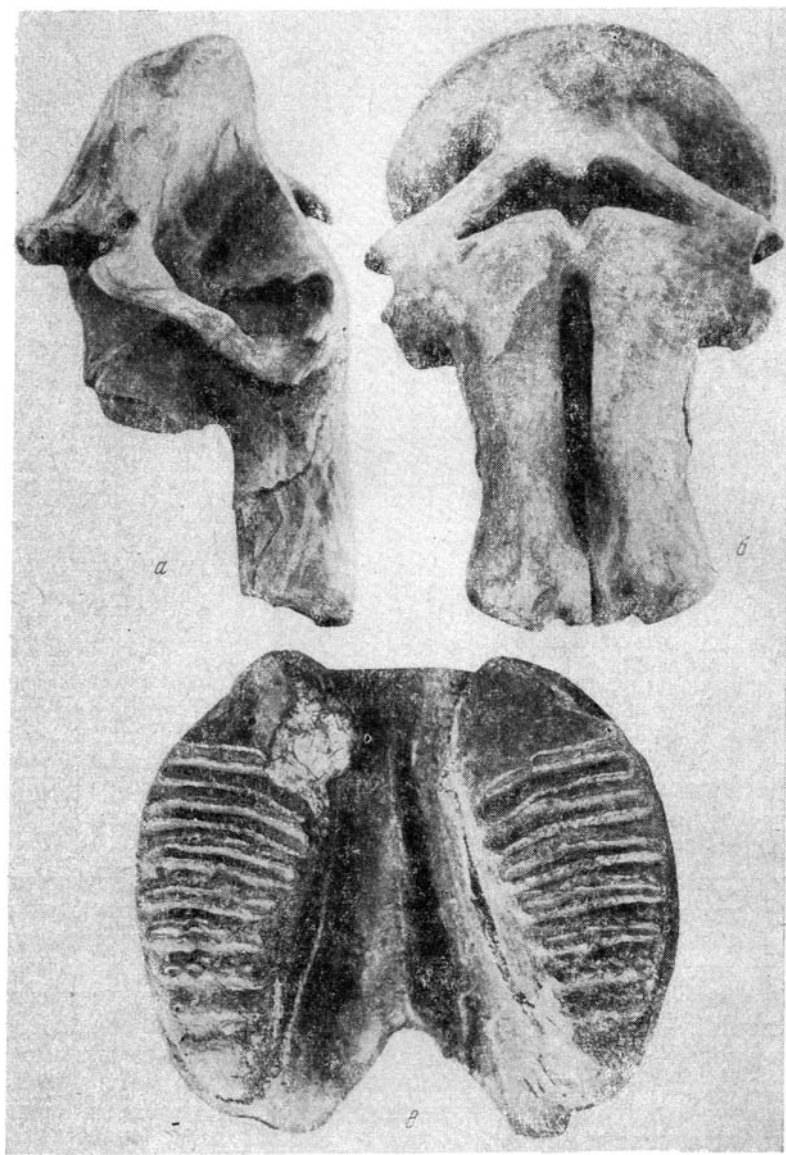


Рис. 1. *Archidiskodon gromovi* sp. nov. Череп взрослой особи. Ростовская область, Ливенцовский песчаный карьер. (Областной музей краеведения, Ростов-на-Дону, № 113)

a — вид сбоку; *b* — вид спереди; *c* — последние верхние коренные зубы (M^3)

Коренные зубы имеют следующую гребневую формулу:

$\frac{M1 (8)}{M1 (8-9)}$	$\frac{M2 (9-10)}{M2 (9-10)}$	$\frac{M3 (12-13)}{M3 (12-13)}^1$
---------------------------	-------------------------------	-----------------------------------

Частота пластин у $M3$ — 3,5—5, толщина эмали — 3—5 мм.

Фигуры стирания пластин на жевательной поверхности неустойчивые (рис. 2).

¹ В скобках дано количество пластин соответствующего зуба.

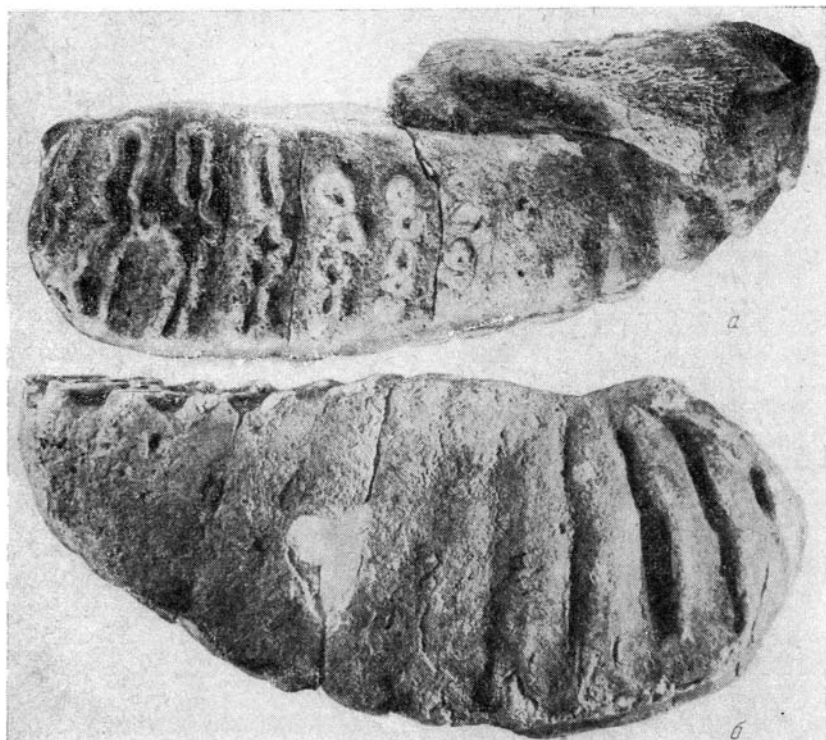


Рис. 2. *Archidiskodon gromovi* sp. nov. Последний правый нижний коренной зуб (M₃). Ростовская область, ст. Морская. (Зоологический институт АН СССР
а — вид со стороны жевательной поверхности, б — вид сбоку

Описание и сравнение¹. От *A. meridionalis* и других представителей рода *Archidiskodon*, *A. gromovi* отличается большей удлинённостью черепа в сагиттальном направлении (череп *A. meridionalis* относительно короче и выше — отношение длины его к высоте составляет 79:100, у *A. gromovi* — 85:100) и плоскостью затылка, расположенной под прямым углом к продольной оси черепа (у *A. meridionalis* более сильно развиты затылочные бугры, вследствие чего плоскость затылка представляется как бы несколько запрокинутой по отношению к продольной оси черепа, с которой она образует тупой угол).

Для *A. gromovi* характерно развитие последнего постоянного переднего коренного зуба — P₄, который отсутствует у *A. meridionalis* (Frigault, 1941). Коренные зубы *A. gromovi* отличаются от соответствующих зубов других представителей рода. Так, у *A. meridionalis* зубы обладают более высокой коронкой (ширина коронки составляет 73—78% ее высоты, у *A. gromovi* — 65—70%), большим числом пластин (14—16 у M₃), большей их частотой (4,5—5,0 у *A. gromovi* и 3,5—4,0 у *A. meridionalis*) и более тонкой эмалью (2,8—4 мм)². Еще большим числом пластин обладают зубы *A. imperator* Leidy из нижнего плейстоцена Северной Америки (17—20 у M₃)³.

¹ Сравнение производится с теми видами рода *Archidiskodon*, принадлежности которому считается несомненной.

² Среди *Archidiskodon*, кроме *A. gromovi*, постоянные переднекоренные имеются лишь у американского *A. imperator* Leidy. Оба слона имеют эти зубы в верхней челюсти.

³ Зубы поздней формы южного слона *A. meridionalis cromerensis* из отложения раннечетвертичного времени Западной Европы имеют 17—19 пластин.

Для территории Северной Америки было установлено несколько видов слонов, относимых к роду *Archidiskodon*; в основном все эти формы близки к *A. imperator* Leidy.

Среди представителей *Archidiskodon* совершенно особо стоит *A. afri canavus*, описанный Agambourg (1952) из верхнего плиоцена Северно Африки. Последние коренные зубы этого слона, имеющие 10 пластин, пр частоте 3,5 и толщине эмали 5 мм, еще более примитивны, чем у *A. gromovi*.

З а м е ч а н и я. По мнению Schaub (1948) и Гарутта (1957), описанные в литературе находки плосколобого слона с территории Европы, в самом деле принадлежат ранним представителям рода *Archidiskodon*, т. е. по-видимому, тождественны или близки *A. gromovi*. Что же касается *Elephas planifrons groznensis*, описанного Шерстюковым (1954, 1958) по зубам из Грозного (Северный Кавказ), то, если судить по их промерам и фотографиям, приведенным в работе Шерстюкова, этот слон не может быть определен даже как ранний архидискодон. Это типичный *A. meridionalis*, или еще более поздний *Mammuthus trogontherii* (Pohlig) (Громов, 1959). Достоверные находки *Protelephas* пока не известны из Европы.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний эоплейстоцен (по схеме Громова, 1960), или верхний плиоцен (старых схем).

A. gromovi является характерным представителем хапровского фаунистического комплекса (Громов, 1936, 1948). Остатки этого слона встречаются почти во всех местонахождениях хапровской фауны, получившей широкое распространение в нижнем эоплейстоцене на территории юга Европейской части СССР (от юго-западной Украины и южной Молдавии до северо-западного побережья Каспийского моря). Наиболее часто находки этого слона встречаются на северном побережье Азовского моря (Хапры, Ливенцовка, Воловая балка, Морская), на Украине (Котловина и др.), на Северном Кавказе (Соленая балка и др.).

И с с л е д о в а н н ы й м а т е р и а л. 1. Череп молодой особи из Хапров (коллекция Геологического института АН СССР № 300/122). 2. Обломки черепов, нижние челюсти, а также серии зубов из Хапров и других местонахождений (из коллекций Геологического института АН СССР, Зоологического института АН СССР и др.).

По своим морфологическим особенностям *A. gromovi* обнаруживает наибольшее сходство с *A. meridionalis*, с которым он непосредственно связан переходами. Все это дает основание считать более древнего и примитивного *A. gromovi* непосредственным предком *A. meridionalis*.

A. gromovi, по-видимому, обитал в условиях саванного ландшафта или же пойменных лесов, питаясь преимущественно листьями, ветками и корой деревьев. Высокий рост этого слона (до 4,5 м) является результатом приспособления к собиранию пищи с больших деревьев.

ЛИТЕРАТУРА

- З е р е щ а г и н Н. К. Млекопитающие Кавказа. Изд-во АН СССР. М.—Л., 1959.
Г а р у т т В. Е. Новые данные о древнейших слонах.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 2.
Г а р у т т В. Е., А л е к с е е в а Л. И. Новые данные об эволюции слонов рода *Archidiskodon*.—Тезисы Всесоюзн. совещ. по изуч. четверт. периода, Новосибирск, 1964.
Г р о м о в В. И. Некоторые итоги полевых исследований в 1935 г. в районах Сухума, Пятигорья и Ростова.—Труды Сов. секции Междунар. Ассоциации по изуч. четверт. периода, 1936, вып. 2.
Г р о м о в В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64.

- Громов В. И. О схеме подразделений (антропогенной) четвертичной системы в территории СССР и за рубежом.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Громова В. И. Замечания к статье Н. Шерстюкова «О новой находке челюсти плосколобого слона». *Vertebrata Palasiatica*. Пекин, 1959, III, № 4.
- Павлова М. В. Послетретичные слоны из разных местностей России.— Ежегодник по геологии и минералогии России, СПб., 1910, XI, вып. 6—7.
- Павлова М. В. Ископаемые млекопитающие из тираспольского гравия Херсонской губернии. Мемуары геол. отд. об-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии, 1925, вып. 3.
- Павлова. Les éléphants fossiles du sud de l'URSS. 36. памят. акад. П. А. Тутковского. Киев, Укр. Акад. наук, 1931.
- Хохловкина В. А. Террасы азовского побережья между Ростовом и Таганрогом.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, серия геол., № 8, вып. 28.
- Шерстюков Н. М. Описание остатков ископаемых слонов, найденных в Грозненской области.— Труды Естеств.-истор. музея им. Зардаби. Баку, 1954, вып. 1.
- Шерстюков Н. М. О новой находке челюсти плосколобого слона в Чечено-Ингушской АССР.— *Vertebrata Palasiatica*. Пекин, 1958, II, № 4.
- Янъякова В. С. Палеонтологические находки из Ливенцовского песчаного карьера.— Иев. Ростовск. обл. музея краеведения. Ростов-на-Дону, 1959, № 1(3).
- Arambourg C. Note préliminaire sur quelques éléphants fossiles de Berbérie.— *Bull. Mus. Hist. Nat.*, 1952, XXIV, ser. 2, N 2.
- Deperet Ch. et Mayet L. Monographie des éléphants pliocènes d'Europe et d'Afrique du Nord.— *Ann. de l'Univ. de Lyon*, 1923, Nouv. ser., 1 sc. Médecin, fasc. 43.
- Falconer H. C. et Cautley P. Th. Fauna Antiqua Sivalensis. London, 1845—1847. Part. V.
- Friant M. La regression des éléments de la deuxième denture au cours de l'évolution chez les Proboscidiens.— *C. r. Acad. Sciences*, 1941, 214.
- Friant M. A propos du développement des molaires de l'éléphas meridionalis Nesti.— *Ann. Soc. Geol. Nord.*, 1959, N 2.
- Pohlig H. Dentition und Kranologie des Elephas antiquus Falc. mit Beiträgen über Elephas primigenius Blum. und Elephas meridionalis Nesti.— *Nova acta Leop. Carol. Akad.*, 1889, 53.
- Schaub S., 1948. Das Gebiss der Elephanten.— *Vorhandl. der Naturforschenden Gesellschaft in Basel*, 1948, LIX.

Э. А. ВАНГЕНГЕЙМ и К. К. ФЛЕРОВ

ШИРОКОЛОБЫЙ ЛОСЬ (*ALCES LATIFRONS*) в СИБИРИ

Широколобый лось обитал в плейстоцене в умеренных широтах Европы и Азии. На всей этой огромной территории обнаружены остатки принадлежавшие особям очень крупных размеров. Однако эти находки не позволяют предположить существования ясно выраженных географических рас. До самого последнего времени было установлено лишь относительно очень короткое по времени его существование: он является характерной формой тираспольского фаунистического комплекса (Громов, 1948).

Совершенно неожиданностью было нахождение Б. С. Русановым хорошо сохранившегося рога этого вида в отложениях значительно более позднего времени¹. В настоящей статье дается описание этой находки, а также общий обзор широколобых лосей Сибири и условий их существования.

Alces latifrons postremus sbsp. nova.

Тип.— (♂, ad.) Левый рог. Якутия, левый берег нижнего течения р. Алдан (360 км от устья), 50-метровая терраса, примыкающая к Маньчжурской горе; коллекция Палеонтологического института АН СССР. Сфотографирован Б. С. Русановым (рис. 1).

¹ Авторы признательны Б. С. Русанову, передавшему эту интересную находку для изучения.

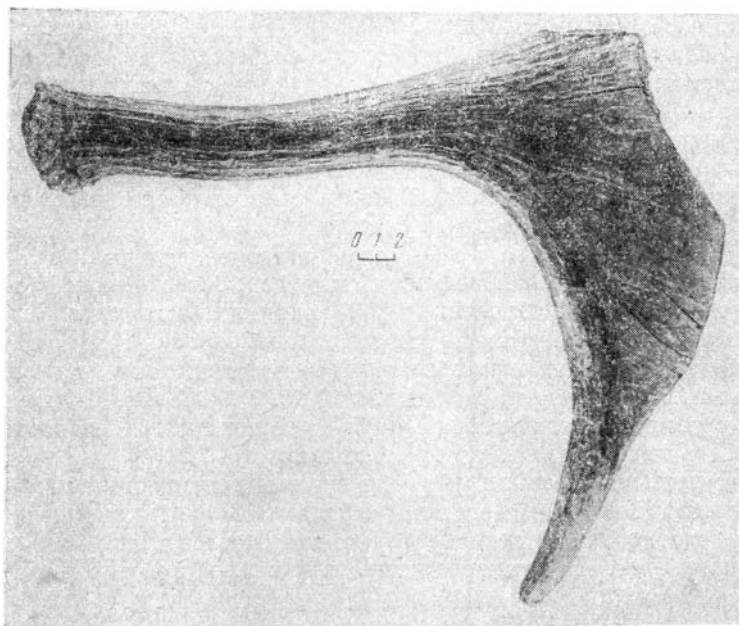


Рис 1. Por *Alces latifrons postremus sbsp. nova*.

Возраст. Начало нижнего плейстоцена (схемы Громова и др., 1960).

Диагноз. Размеры (для *A. latifrons* очень мелкие) приблизительно на одну треть мельче всех известных, сечение стержня над розеткой около 50 мм, длина стержня — 280 мм.

Замечания. По своему строению пор *A. latifrons*, описываемый здесь, не отличим как от европейских, так и от сибирских известных находок и имеет все резко выраженные характерные для этого вида черты. Однако его размеры очень малы, хотя рог принадлежит вполне взрослому, скорее даже старому животному. Поэтому не вызывает никакого сомнения принадлежность его к поздней мелкой расе. Перед нами очевидный факт, что в Восточной Сибири *A. latifrons* существовал несколько дольше, чем в западной части ареала, и его последние сильно измельчавшие представители, в противоположность другим частям его обширного ареала, дожили до нижнего плейстоцена.

Размеры типа, мм	
Сечение ствола вертикальное .	47
Сечение ствола горизонтальное .	50
Сечение по розетке вертикальное .	71
Сечение по розетке горизонтальное .	72
Длина ствола	280
Длина первого отростка .	280

Рог найден в нижнем течении р. Алдан, в 360 км от устья, на глубине 24 м в слое серого косослоистого песка в основании аллювиальной толщи 50-метровой террасы, примыкающей к Мамонтовой горе.

Далее переходим к обзору распространения и условий жизни широколобых лосей в эоплейстоцене в восточной части его ареала.

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

Л. В. Введенский (1933) обнаружил фрагмент ствола рога к югу от г. Тобольска на р. Иртыш в основании галечно-песчаной толщи (рис. 2, 1). Вместе с *Alces latifrons* были найдены осколки раковин *Unio* sp., ветви деревьев, кора и иглы хвойных. Выше залегают диагонально-слоистые пески и глины, также содержащие остатки хвойных. Из этого же района происходит находка части лобной кости широколобого лося, сделанная В. И. Громовым¹ (рис. 2, 2).

М. В. Павлова (Pavlova, 1907) описала фрагмент рога *Alces latifrons*, найденный на Иртыше в районе Тобольска у дер. Загвоздинской (рис. 2, 3). Геологические условия залегания этой находки неизвестны.

И. И. Краснов нашел ствол рога на правом берегу р. Енисей в 2,5 км ниже устья р. Бахты, в охристых галечниках, подстилающих отложения самаровской («максимальной») морены (рис. 2, 4). С. М. Цейтлин (1960) определяет геологический возраст этих отложений, а соответственно и широколобого лося верхами эоплейстоцена.

Спорово-пыльцевые анализы из отложений, содержащих остатки *Alces latifrons*, показывают сравнительно небольшое содержание пыльцы древесных пород (до 29%), среди которых отмечаются *Picea*, *Pinus* sp., *Betula*, *Alnus*, *Abies*. В спектре четко выражено преобладание пыльцы

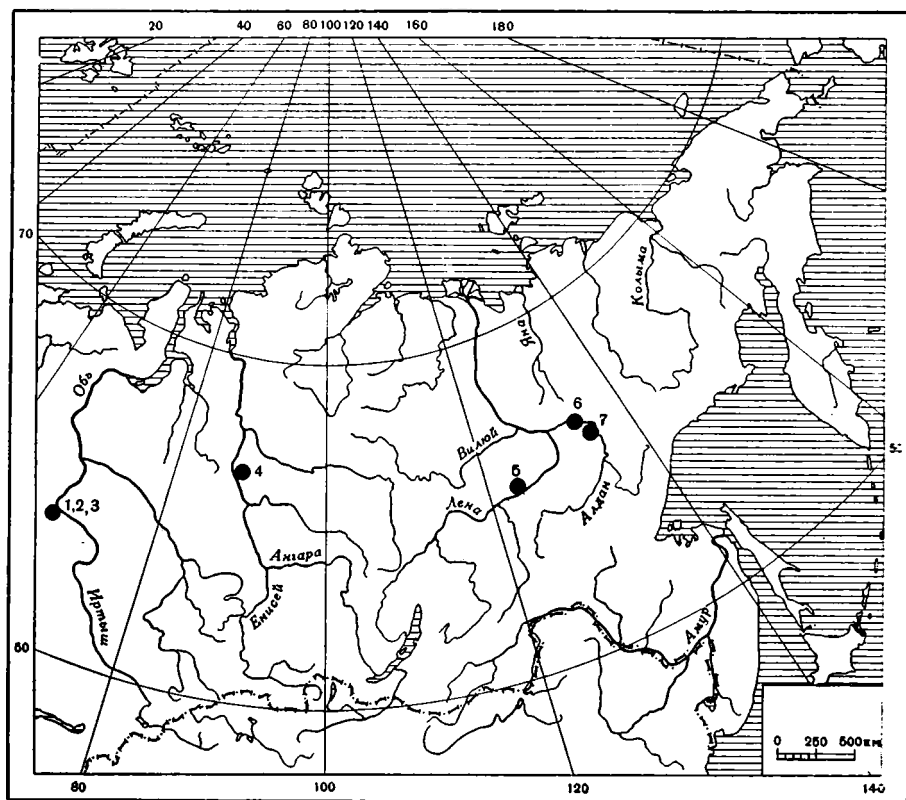


Рис. 2. Карта местонахождений остатков широколобого лося в Сибири

1—7 — местонахождения, отмеченные в тексте

¹ В работе В. И. Громова (1948) ошибочно указано нахождение этого остатка р. Ишим.

недревесных растений (до 83%). Доминирующая роль принадлежит злакам, полыни и разнотравью.

Очевидно, в среднем течении Енисея в конце эоплейстоцена существовали ландшафты, близкие к лесостепи. Сильное ожелезнение эоплейстоценовых отложений и их довольно грубый литологический состав свидетельствуют о наличии в то время гумидного климата.

ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

В Восточной Сибири в последние годы были также обнаружены остатки широколобого лося (Вангенгейм, 1961). Одна из находок была сделана на правом берегу Лены у с. Покровское (среднее течение р. Лены) в основании второй надпойменной террасы (рис. 2, 5). Здесь был найден фрагмент черепа с частью ствола рога. Сильная окатанность остатка свидетельствует о переотложении его из более древних осадков.

Второе местонахождение располагается на левом берегу Алдана, в 4 км ниже устья р. Танды (рис. 2, 6). Здесь были найдены ствол рога, фрагмент нижней челюсти, верхние коренные зубы. Все остатки происходят из ожелезненных грубозернистых песков с галькой, залегающих в подоле террасы Алдана, сформировавшейся в конце нижнего плейстоцена. Вместе с остатками лося были найдены кости и зубы *Palaeoloxodon cf. namadicus* Falc. et Cautl., *Equus cf. sanmeniensis* Teilh. et Piv., *Trogontherium cf. cuvieri* Fisch., *Canis cf. variabilis* Pei, *Bison* sp. Геологический возраст вмещающих кости отложений на основании состава фауны млекопитающих, геоморфологических соотношений и спорово-пыльцевых данных определяется как средний эоплейстоцен.

Спорово-пыльцевой анализ костеносных отложений показал преобладание пыльцы древесных пород при подчиненном содержании спор и пыльцы недревесных растений. В пыльцевом спектре древесных пород (по данным Р. Е. Гитерман) преобладает пыльца хвойных (*Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Abies*), в значительном количестве присутствуют *Betula*, *Alnus*, *Juglandaceae*, встречаются единичные зерна *Ulmus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Corylus* и др.

В состав эоплейстоценовой алданской фауны входят животные, приспособленные главным образом к жизни на открытых пространствах (Вангенгейм, 1961). Противоречия между данными об экологии млекопитающих и данными спорово-пыльцевого анализа, показывающими преобладание лесных ландшафтов на рассматриваемой территории, можно объяснить тем, что споры и пыльца позволяют восстанавливать ландшафт в усредненном виде для большой территории, в силу способности пыльцы переноситься на значительные расстояния. Не исключена возможность, что алданские пыльцевые спектры — смешанные и представляют различные зоны вертикальной зональности Верхоянья. Алдан на всем протяжении своего нижнего и среднего течения течет вдоль Верхоянских гор (такое расположение долины Алдана имела и в эоплейстоцене), и в аллювии реки могли отлагаться пыльцевые зерна и макроостатки растений, происходящие из горной области. Некоторым подтверждением этому может служить тот факт, что большая часть макроостатков растений (ветки, куски древесины, шишки, орехи) сильно потерта и окатана.

Сопоставляя данные по млекопитающим с флористическими материалами, мы можем считать, что здесь были открыты степные участки, перемежающиеся с ленточными лесами по долинам рек. Может быть, леса были приурочены только к горным районам.

Наконец, местонахождение описанного нового подвида *Alces latifrons*, как указывалось, связано с аллювиальными отложениями 50-метровой

террасы Алдана, прислоненной к 80—100-метровой песчаной толще, известной под названием Мамонтовой горы (рис. 2, 7). В спорово-пыльцевых спектрах из нижней части аллювия этой террасы в большом количестве присутствует пыльца ольхи, березы, сосны, встречается лиственница (Гитерман, 1963). В верхней части аллювиальной толщи увеличивается количество пыльцы недревесных пород, появляется карликовая березка.

По заключению Ю. М. Трофимова (1959), производившего карпологи-ческий анализ этих отложений, состав семян свидетельствует о ландшафте с весьма суровыми климатическими условиями типа лесотундры. Здесь же найдены остатки мамонта раннего типа и арктических грызунов (*Lemmus obensis* и *Dicrostonyx torquatus*). На основании состава фауны млекопитающих верхняя часть аллювия террасы отнесена нами ко времени максимального оледенения (Вангенгейм, 1961).

Наличие большого количества пыльцы древесных пород в спорово-пыльцевых спектрах нижней части аллювиальной толщи дает основание считать, что накопление аллювия 50-метровой террасы началось в эпоху, предшествовавшую максимальному оледенению. Характер спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о существовании в это время в долине Алдана лесных участков перемежающихся с обширными лугами.

Насколько можно судить по результатам спорово-пыльцевых анализов, по данным о литологии отложений, вмещающих фауну млекопитающих с *Alces latifrons*, а также по характеру самой фауны, распространение широколобого лося в Азиатской части СССР связано с ландшафтами, близкими к лесостепным со сравнительно гумидным климатом.

Очевидно, отсутствие находок *A. latifrons* в более южных районах нельзя объяснить неполнотой наших знаний или геологической летописи. Оно представляется вполне закономерным и является следствием проявления климатической зональности во второй половине эоплейстоцена.

В южной части Северного Казахстана, в Павлодарском Припиртыше и на Приобском плато были сухостепные и полустепные ландшафты широким развитием *Chenopodiaceae*, *Zygophyllaceae*, *Graminae* (Матвеева, 1953). В фауне этих районов появляются такие сухолюбивые и полупустынные элементы, как верблюды, антилопы (главным образом газели; Рясина, 1962; Никифорова, 1960).

В южной части Восточной Сибири (Забайкалье) эоплейстоцен характеризуется резко выраженными аридными условиями. Об этом свидетельствуют как данные литологии, так и фауна млекопитающих. Здесь в составе фауны преобладают центрально-азиатские элементы, связанные с пустынями и сухих степей: многочисленные газели, винторогая антилопа, суслики, песчанки и др. (Вангенгейм, 1961).

Таким образом, широколобый лось *Alces latifrons* имеет не только стратиграфическое значение, как характерная форма для конца среднего и верхнего эоплейстоцена, но является и хорошим индикатором ландшафтно-климатических условий во время его существования в Северной Евразии. Измельчавшие представители этого вида, как можно заключить из находке на р. Алдан, отнесенной нами к новому подвиду, очевидно, жили до начала нижнего плейстоцена. Описанная новая находка ни в какой мере не умаляет стратиграфического значения вида *Alces latifrons* — а мелкий подвид, возможно, явится руководящей формой для низов плейстоцена в некоторых районах Сибири. Сильное похолодание климата, связанное с надвигавшимся максимальным (самаровским) оледенением, привело к окончательному вымиранию широколобого лося на всей площади этого ареала.

ЛИТЕРАТУРА

- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 48.
- Введенский Л. В. Геологический очерк западной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Всес. Геол.-развед. объединения, 1933, вып. 330.
- Гитерман Р. Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 78.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1948, вып. 64.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шандер Е. В. Принципы стратиграфического подразделения четвертичной (антропогенной) системы и ее нижняя граница.— В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода», Изд-во АН СССР, 1960.
- Матвеева О. В. К истории растительности четвертичного периода в Павлодарском Прииртышье.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1953, вып. 141.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 45.
- Рясинов В. Е. О генезисе и стратиграфии четвертичных толщ степного плато Верхнего Приобья.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1962, № 27.
- Трофимов Ю. М. Семенные флоры четвертичных отложений низовьев рр. Алдана и Лены.— Докл. АН СССР, 1959, 126, № 4.
- Цейтлин С. М. Эоплейстоцен бассейна Нижней Тунгуски.— Докл. АН СССР, 1960, 33, № 5.
- Pavlov M. Selenodontes posttertiaries de la Russie.— Etudes sur l'histoire paleontologique des Ongulés. IX. Зап. Импер. Академии наук, физ.-мат. отдел, 1906, XX, № 1.

Н. А. КОНСТАНТИНОВА

ARCHIDISKODON GROMOVI GARUTT ET ALEXEEVA ИЗ НИЖНЕЛЕВАНТИНСКИХ (НИЖНЕПОРАТСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Остатки архаичных слонов *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva, определявшиеся ранее как *A. cf. planifrons* Falc. или как архаичная форма *A. meridionalis* Nesti., широко известны из многих местонахождений юга Европейской части СССР на территории Молдавии, Украины, Азовском побережье и Северном Кавказе (Громов, 1948; Борисак и Беляева, 1948; Алексеева, 1961; Габуния, 1961, и др.) из отложений, охарактеризованных фауной млекопитающих ханровского фаунистического комплекса (Громов, 1948). Однако в последнее время появились сведения о находках архаичных форм слонов из отложений более древнего возраста, чем ханровские. Так, имеются данные о единичных находках остатков слонов из нижнелевантинских отложений Румынии — в бассейне р. Тротуш (Neum, 1957), содержащих фауну млекопитающих руссильонского типа (молдавский фаунистический комплекс Л. И. Алексеевой, 1961), а также из отложений Косякинского карьера близ г. Ставрополя (Габуния, 1961), охарактеризованных так называемой «ворошиловской фауной», близкой по составу млекопитающих к фауне молдавского руссильона.

На территории Молдавии и Юго-Западной Украины пока не были известны достоверные находки архаичных слонов из нижнелевантинских отложений, охарактеризованных фауной млекопитающих руссильонского типа. Имеется указание И. П. Хоменко (1915) о находке *Elephas* sp. и *Elephas* (= *Archidiskodon*) *meridionalis* Nesti в оврагах с. Чумай (Южная Молдавия) совместно с *Paracamelus bessarabiensis* Khom., но без точной стратиграфической их привязки. Макарович (Macarovici, 1940) упоминает

о находке зуба *Elephas* (= *Archidiskodon*) *meridionalis* Nesti у с. Бульбока (ныне с. Котловины, Одесской обл.) в верхней части левантинских отложений, которые он сопоставляет с отложениями у Тулучешты (Румынская Народная Республика). Последние, по находкам в них *Unio stoliczkaei* Neum., *Unio sibiricus* Pen. и *Unio flabellatiformis* Mikh. (Григорович-Березовский, 1915), мы считаем возможным относить к нижнему левантину.

В 1961 г. в толще нижнелевантинских песков, вскрывающихся в одном из оврагов у северной окраины с. Котловина, расположенного на западном берегу оз. Ялпуг, нами *in situ* были найдены обломки коренного зуба, а летом 1963 г. — обломок нижней челюсти с зубами, принадлежащие, по определению Л. И. Алексеевой, *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva.

Овраг, в котором были сделаны указанные находки, расположен близ птицефермы, слева от дороги, спускающейся вниз к оз. Ялпуг. В верховьях оврага обнажаются (сверху вниз):

	Мощность, м.
1. Зеленовато-серые плотные песчаные глины с пятнами ожелезнения, с примазками и дендритами марганца и карбонатными стяжениями	2,0
2. Зеленовато-бурые плотные песчаные глины с точечными включениями марганца и карбонатными стяжениями в несколько меньшем количестве, чем в слое 1	1,5
3. Светло-зеленые плотные песчаные глины с марганцевыми бобовинами, с пятнами омарганцевания и ожелезнения и редкими включениями карбонатных стяжений	1,6
4. Зеленовато-серые, местами белые, тонкозернистые пески с редкими линзами более грубых гравелистых песков. Тонкозернистые пески в значительной степени глинистые; вниз глинистость постепенно уменьшается. Пески пропитаны железистыми и марганцевистыми растворами	2,5—3,0

Ниже по оврагу, ближе к его устьевой части глины (слой 1—3) размыты. Разрез начинается со слоя 4 и продолжается вниз. Здесь, в песчано-гравийных линзах, встречающихся в основном в верхней части слоя 4, был обнаружен обломок нижнего молочного зуба *Equus* sp. Ниже следуют:

5. Светло-серые горизонтально- и косослоистые мелкогалечные гравелиты или гравелистые полимиктовые пески, содержащие большое количество известковисто-песчаных включений различного размера и формы. Местами среди них присутствуют отдельные глыбы или линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов	1,2—1,50
---	----------

В верхней части слоя 5, близ границы со слоем 4, в толще желтовато-серых песков нами были найдены обломки коренного зуба и левой половины нижней челюсти с двумя зубами, принадлежащими, по мнению Л. И. Алексеевой, архаичному слону *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva.

Несколько ниже, в рыхлых гравелистых песках этого же слоя, была обнаружена богатая фауна грызунов, представленная следующими формами: *Insectivora*: *Erinaceidea* gen?, *Desmana* sp., *Talpa* sp. (мелкая форма); *Lagomorpha*: *Alilepus* sp., *Ochotona* sp., *Ochotona antiqua* Pidd. (мелкая форма) (определение А. А. Гуреева); *Rodentia*: *Citellus* sp., *Castoridae* gen. (мелкий) *Castoridae* gen. (крупный), *Allactaga ucrainica* I. Grom. et A. Schev., *Spalax* sp., *Parapodemus* sp., *Cricetus* sp., *Dolomys milleri* Nehr., *D. ex gr. milleri* Nehr., *Pliomys kowalskii* A. Schev., *P. kretzoi* Kowalski, *P. episkopalis* Mehely. *P. cf. episkopalis* Mehely, *P. hungaricus* Kormos, *P. lenkii* Heller, *Mimomys* (*Cseria*) *cf. gracilis* (Kretzoi), *Mimomys* (*Cseria*) sp., *M. (Kislangia)* sp., *M. ex gr. pliocenicus-polonicus*, *M. ex gr. stehlini* Hinton., *M. (Villanyia)* sp., *M. praehungaricus* A. Schev. *M. cf. praehungaricus* A. Schev., *M. lagurodontoides* A. Schev., *M. tanaitica* A. Schev., *M. reidi* Hinton., *M. sp.* (определение

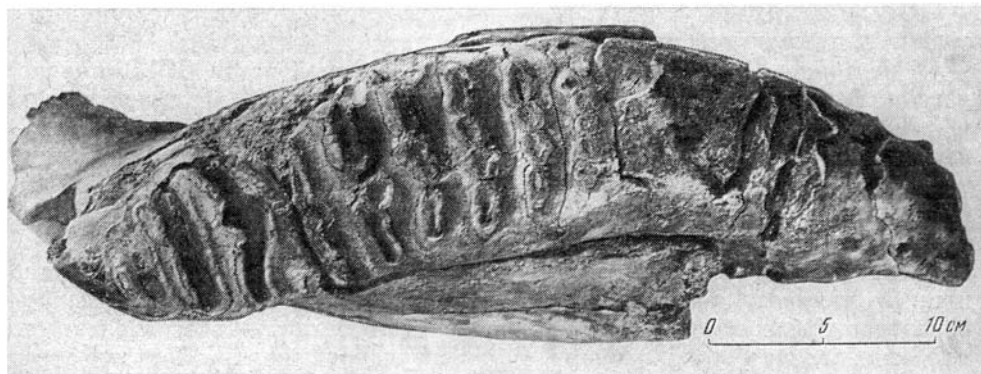


Рис. 1 *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva. Обломок левой половины нижней челюсти. Вид сверху

И. М. Громова и Л. П. Александровой). Кроме того, здесь были найдены многочисленные остатки скелетов рыб, земноводных, птиц и щитков черепах. Среди последних Л. И. Хозацкий определил крупную сухопутную черепаху *Testudo* (?*kučurganica*), *Clemmys* sp., *Emys* sp.

Мощность, м

- | | |
|---|---------|
| 6. Светло-серые, слабозернистые полимиктовые пески с редкими прослоями или линзами более крупнозернистого песка и гравия . . . | 4,0 |
| 7. Светло-серые, неяснослоистые, карбонатные песчаные глины с пятнами и полосами ожелезнения . . . | 0,5—1,0 |
| 8. Светло-серые, иногда полосчатые за счет ожелезнения, или белые, с едва заметной тонкой слоистостью глинистые алевроиты (видимая) | 10—10,5 |

Общая видимая мощность нижнелевантинских отложений, вскрывающихся у с. Котловина, около 25 м.

Обнаруженный в слое 5 обломок левой половины нижней челюсти слона имеет сильно стертый предпоследний коренной зуб M_2 (осталось всего лишь 4 пластины) и достаточно хорошо сохранившийся, только что начавший стираться последний коренной зуб M_3 (рис. 1), который имеет узкую, низкую коронку. Длина зуба 320 мм; наибольшая ширина коронки 100 мм; высота — 138 мм; общее количество пластин $12\frac{1}{3}$; частота пластин на 10 см — 5, толщина эмали 3,5 мм, фигуры стирания — и смешанные.

В песчаной осыпи, ниже слоя 5, были собраны обломки крупных млекопитающих, вымытых, как мы считаем, из отложений, вмещающих челюсть слона. Они принадлежат, по определению Л. И. Алексеевой, следующим формам: *Anancus* cf. *arvernensis* Cr. et Job. — обломки эмали зубов, *Equus* ex. gr. *stenonis* Cocchi. — обломок метаподиальной кости, резец, нижний молочный предкоренной и нижний последний коренной зубы; *Eustepanoceros* sp. — небольшой обломок нижней челюсти с двумя зубами (P_4 и M_1)¹. Возможно также, что этой же форме оленя принадлежат две первые фаланги, обломки бедренной и метаподиальной костей; *Gazella* sp. — нижний коренной зуб; *Vulpes* sp. — нижний предкоренной зуб P_3 ; *Lycuacna* cf. *lunensis* Del Camp — обломок зуба P_4 ; *Cervidae* gen. indet — обломки лопатки и обломки коренных зубов крупных оленей; *Paracamelus* cf. *kujajnikensis* (Khom.) — первая фаланга².

¹ Проф. Кальке (ГДР) при просмотре коллекции отметил, что описываемый обломок челюсти может принадлежать раннему *Orhtogonoceros*.

² По размерам и пропорциям эта фаланга близка к фаланге *P. bessarabiensis* Khom. Известно, что *Paracamelus bessarabiensis* был обнаружен в Южной Молдавии

Каков же возраст указанных выше фаунистических находок у с. Котловина и вмещающей их толщи осадков?

В настоящее время на территории Юго-Западной части СССР широко известны отложения обширных аллювиальных равнин, сформированных мощными потоками Палеопрута и Палеоднестра, которые охарактеризованы нижнелевантинскими (Григорович-Березовский, 1905, 1915) или, как их еще называют, нижнепоратскими (Павлов, 1925; Эберзин, 1948) моллюсками и фауной млекопитающих руссильонского типа. Мощность этих отложений достигает 40—50 м и более.

Отложения Палеопрута, вскрывающиеся современной долиной Прута, принято называть нижнепоратскими, аналогичные им отложения, вскрывающиеся в бассейне рек Кагула и Большой Сальчи — руссильонскими, или «молдавским руссильоном» и, наконец, отложения Палеоднестра, вскрывающиеся в бассейне р. Днестра, — кучурганским гравием. Все эти отложения содержат фауну моллюсков нижнелевантинского типа (*Unio lenticularus* Sabba, *U. flabellatiformis* Mikh. и др.) и достаточно близкую фауну млекопитающих (молдавский фаунистический комплекс). До сих пор нет еще единого мнения о возрасте этих отложений. Проведившиеся на данной территории с 1959 по 1963 г. исследования стратиграфии этих отложений, литологии и их фацальной принадлежности позволили нам прийти к определенным выводам об их генезисе и возрасте.

Не имея возможности в данной работе осветить эти вопросы достаточно широко, остановимся только на самых кратких выводах.

Как показали исследования Н. В. Ренгартен, литология и минералогический состав отложений у с. Котловина полностью аналогичны составу отложений, развитых в долинах р. Прута, Кагула, Большой Сальчи и Днестра (кучурганский гравий), охарактеризованных фауной млекопитающих руссильонского типа и нижнелевантинской фауной моллюсков.

К особенностям строения этих отложений относятся их цикличность и констративный тип строения. Наблюдается наложение закономерно сменяющих одна другую нескольких аллювиальных пачек, которых в наиболее полных разрезах (например, у с. Валены) насчитывается до 5. В районе с. Котловина обнаружены, по-видимому, лишь наиболее верхние части разреза.

Исследования А. И. Шевченко (1963) показали, что в толще отложений, охарактеризованных фауной крупных млекопитающих руссильонского типа (молдавский комплекс Л. И. Алексеевой), по фауне млекопитающих можно выделить два разновозрастных горизонта. Более древний — кучурганский гравий, содержащий кучурганский комплекс грызунов, и более молодой — слои Кагула и Большой Сальчи с молдавским комплексом грызунов.

В фауне грызунов кучурганского комплекса преобладают в абсолютном большинстве представители отряда *Lagomorpha* (зайцеобразные) и не обнаружены представители подсемейства полевков (*Microtinae*). По мнению А. И. Шевченко, они здесь либо вовсе отсутствовали, либо были крайне редки. В молдавском комплексе, наряду с остатками зайцеобразных, доминировавших в фауне кучурганского гравия, полевки представлены достаточно широко.

В отложениях у с. Котловина наблюдается уже абсолютное преобладание корнезубых полевков (рода *Dolomys*, *Pliomys* и *Mimomys*) с со-

в оврагах с. Чумай, в бассейне р. Большой Сальчи (Хоменко, 1915). К сожалению, И. П. Хоменко не дает точной стратиграфической привязки указанной находки, но вероятнее всего, что отложения, в которых были найдены остатки указанного верблюда, принадлежат широко развитым в бассейне Кагула и Сальчи нижнелевантинским отложениям, содержащим фауну руссильонского типа.

путствующими им формами грызунов, при подчиненном количестве остатков лагоморфной группы.

Таким образом, перечисленная выше фауна мелких млекопитающих из отложений у с. Котловина, как бы завершает молдавский комплекс мелких млекопитающих. По мнению И. М. Громова, она имеет достаточно древний облик, близкий фауне чарнотана Венгрии. М. Кретцой (Kretzoi, 1959, 1961) помещает фауну чарнотана непосредственно ниже фауны виллания Венгрии, с которой у нас сопоставляется хапровский фаунистический комплекс.

На более древний, чем хапровский возраст отложений у с. Котловины указывают также встреченные здесь остатки *Alilepus* sp.

И. Г. Пидопличко и В. А. Топачевский (1960) отмечают, что различные виды рода *Alilepus* известны на юге Европейской части СССР, начиная с позднего миоцена (мэотис) до виллафранка включительно.

По мнению А. А. Гуреева, структурная особенность и степень фоссилизации зубов *Alilepus* из отложений у с. Котловина, позволяют отнести их к ранним представителям этого рода.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Л. И. Древнейшая фауна млекопитающих антропогена юга Европейской части СССР.— В кн.: «Вопросы геологии антропогена», Изд-во АН СССР, 1961.
- Борисяк А. А. и Беляева Е. И. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР.— Труды Палеонт. ин-та АН СССР, 1948, XV, вып. 3.
- Габуния Л. К. Об остатках млекопитающих из среднего плиоцена Северного Кавказа (Юсоякино).— Палеонт. ж., 1961, № 1.
- Гарутт В. Е. и Алексеева Л. И. Новые данные об эволюции слонов *Archidiskodon*.— Тезисы Всес. совещ. по четверт. отлож. Сибири. Новосибирск, 1964.
- Григорович-Березовский Н. А. Плиоценовые и постплиоценовые отложения Южной Бессарабии.— Зап. Новороссийск. об-ва естествоиспыт., 1905, XXVIII.
- Григорович-Березовский Н. А. Левантинские отложения Бессарабии и Молдавии.— Оттиск из «Варш. Унив. известий», Варшава, 1915.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1948, вып. 64.
- Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы.— Мемуары об-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии, отдел. геологии, 1925, вып. 5.
- Пидопличко И. Г., Топачевский В. А. Значение остатков млекопитающих для палеонтологического обоснования стратиграфии неогена и антропогена.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1960, 20.
- Хоменко И. П. Руссильонский ярус в среднем плиоцене Бессарабии.— Труды Бессарабск. об-ва естествоиспыт. и любит. естествозн. 1915, VI.
- Шевченко А. И. Мелкие млекопитающие из плиоценовых и раннеантропогеновых отложений юго-западной части Русской равнины и их стратиграфическое значение.— Автореф. канд. дисс. Киев, 1963.
- Эберзин А. Г. Неоген Молдавской ССР.— Научные зап. Молдавск. н.-и. базы АН СССР, 1948, 1.
- Kretzoi M. A Csarnotai fauna es faunaszint — Magyar. All. Földt. In. Evi Jelentese ez., 1959, evröl.
- Kretzoi M. Stratigraphie und chronologie. Czwartorząd Europy środkowej wschodniej. Inst. geol., Warszawa, 1961, Gzść 1.
- Macarovic N. Recherches geologiques et paleontologiques dans la Bessarabia Meridional.— Ann. Sci. Univ. Yassy. 1940, 26, fasc. 1.
- Naum Fr. Observatiuni geomorphologie in basinul inferior al Trotusului (Sectorul) Girbovanu.— Adj. An. Univ., C. J. Parhon, Ser stiint natur., 1957, № 14.
- Samson P. M. et Radulesco K. Les faunes mammaligiques du Pleistocene inferieur et moyen de Roumanie.— C. R. Acad. Sci. Paris, 1963, 257.

ПОТЕРИ НАУКИ

СОФЬЯ ГЕОРГИЕВНА МИРЧИНК

В 1963 г. исполнилось 50 лет со дня рождения Софьи Георгиевны Мирчинк, скончавшейся в расцвете творческих сил 20 декабря 1962 г. Софья Георгиевна родилась 16 сентября 1913 г. в семье крупнейшего ученого-геолога профессора Георгия Федоровича Мирчинк, создателя самостоя-

тельной отрасли науки — четвертичной геологии. Она унаследовала от отца все его превосходные качества: живой, пылкий ум, беззаветную любовь к природе, увлеченность наукой, стремление увязать науку с запросами практики.

С. Г. Мирчинк окончила в 1938 г. Московский геологоразведочный институт и с этого времени до последних дней жизни работала в Научно-исследовательском геологоразведочном институте (НИГРИ Золото). С первых лет работы в институте Софья Георгиевна участвовала в самых трудных экспедициях в геологически сложных и малодоступных районах. Ею проводились геологические исследования на территории Патомского нагорья, в Кузнецком Алатау, на Енисейском кряже, Баргузинской тайге и Восточной Забайкалье. Научные интересы Софьи Георгиевны были очень широки и разносторонни. Однако

она всегда отдавала предпочтение вопросу, которому отдал много сил и внимания ее отец Г. Ф. Мирчинк: изучению геологии мезозойских и кайнозойских континентальных отложений и связанных с ними россыпных месторождений, а также влиянию новейшей тектоники на образование россыпей.

Она стала одним из крупнейших в Советском Союзе специалистов в области геологии кайнозоя Сибири и золотоносности континентальных образований.

В 1948 г. С. Г. Мирчинк с большим успехом защитила кандидатскую диссертацию на тему: «История развития мезозоя и кайнозоя центральной части Южно-Енисейского кряжа и связанные с ней золотоносные россы-



ли». После этого она приступила к изучению формирования мезозойских и кайнозойских отложений и связанных с ними золотоносных россыпей Баргузинской тайги. Прогнозы и рекомендации С. Г. Мирчинк по поискам золотоносных россыпей в этом сложном малоисследованном районе были подтверждены практикой и увенчались открытием новых месторождений. В последние годы Софья Георгиевна готовила монографию, посвященную истории формирования тектонических впадин Восточного Забайкалья в связи с поисками оруденения Балейского типа. Тяжелая болезнь не дала ей закончить эту важную перспективную работу.

С. Г. Мирчинк являлась членом научного совета по изучению россыпей полезных ископаемых Госкомитета при Совете Министров РСФСР по координации научно-исследовательских работ и постоянно принимала активное участие в различных экспертных комиссиях и научных конференциях, посвященных вопросам геологии россыпей.

Она была непременным участником всех совещаний и заседаний Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР; труды ее часто публиковались в изданиях Комиссии.

Яркими чертами характера Софьи Георгиевны Мирчинк являлись исключительная скромность, глубокая научная принципиальность и большая работоспособность. Ее перу принадлежат 21 опубликованная работа и более 30 рукописных.

Советские геологи, и особенно геологи-четвертичники, чтут память Софьи Георгиевны Мирчинк и скорбят о ее преждевременной кончине.

*Члены Комиссии по изучению
четвертичного периода*

ХРОНИКА

ЗАСЕДАНИЕ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА, ПОСВЯЩЕННОЕ ИСТОРИИ ФЛОРЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

29 января 1964 г. состоялось заседание Комиссии по изучению четвертичного периода, посвященное вопросу истории флоры и растительности в СССР в связи с проблемой плейстоценового оледенения.

Проведение такого заседания было вызвано необходимостью обсудить некоторые связанные с этим положения, выдвинутые в ряде новейших опубликованных работ, и главным образом статьи В. Н. Васильева, М. Е. Клокова и П. И. Дорофеева, опубликованные в «Материалах по истории флоры и растительности СССР» (М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, т. IV).

В первую очередь это относится к вопросу о количестве и характере оледенений Русской равнины, само существование которых подвергается сомнению в некоторых работах.

На заседании, проведенном под председательством проф. К. К. Маркова, присутствовало около 150 человек, в том числе ряд иногородних исследователей. Вступительное (как и заключительное) слово было сказано председателем Комиссии акад. В. Н. Сукачевым. Затем выступил Л. Н. Вознячук с докладом «К вопросу о стратиграфическом значении плейстоценовых флор Белоруссии и Смоленской области» и В. П. Гричук с докладом «История флоры и проблема плейстоценового оледенения» (сбор статей IV т. «Материалов по истории флоры и растительности СССР»). После ряда вопросов в прениях выступили Н. Я. Кац, А. И. Москвитин, В. Л. Яхимович, К. К. Марков, М. М. Цапенко, Е. Н. Ананова и П. И. Дорофеев.

Ниже печатаются тексты докладов и та часть выступлений в прениях, которая была представлена для опубликования своевременно.

Л. Н. ВОЗНЯЧУК

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ФЛОР БЕЛОРУССИИ И СМОЛЕНСКОЙ ОБЛАСТИ¹

В послевоенные годы изучение четвертичных отложений Русской равнины ознаменовалось многими выдающимися достижениями. К их числу относится, в частности, выяснение или существенное уточнение стратиграфического и палеогеографического значения ископаемых костей млекопитающих.

¹ Краткое изложение доклада, сделанного 29.II 1964 г. в Москве на заседании Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР.

копитающих и макроостатков растений (семян, плодов и т. д.). Среди работ, сыгравших важную роль в исследовании этих кардинальных проблем, наряду с широко известной книгой В. И. Громова (1948) и некоторыми другими, видное место, несомненно, принадлежит и недавно опубликованной монографии крупного советского палеоботаника П. И. Дорофеева (1963).

Примерно половину указанной монографии занимает подробное систематическое описание ископаемых растительных остатков (около 200 названий), иллюстрированное многочисленными превосходными изображениями (рисунками и фотографиями). Этот раздел работы П. И. Дорофеева представляется особенно ценным, и как одно из первых руководств по определению ископаемых плейстоценовых семян и плодов окажет большую помощь в палеоботаническом изучении четвертичных отложений. Если не считать книги П. А. Никитина (1957), то ни в отечественной, ни в иностранной литературе, посвященной континентальным осадкам четвертичной системы, подобных монографий до сих пор нет.

Работа П. И. Дорофеева представляет крупный вклад в познание ледникового периода и в некоторых других отношениях. П. И. Дорофеев предлагает оригинальную трактовку данных об ископаемых флорах и общем ходе истории плейстоценовой флоры Русской равнины, значительно отступая в оценке многих фактов от господствующих в палеогеографии антропогена схем, которые связывают этапы развития флоры с оледенениями.

Большое значение для реконструкции растительного покрова средней полосы Русской равнины на разных этапах его развития имеют приводимые П. И. Дорофеевым данные о составе «ледниковых» (точнее, перигляциальных) флор и о «смешанном» характере межледниковых флор. В частности большую ценность имеют неоспоримые факты о сохранении во флоре лесной зоны Восточной Европы бореально-арктических и аркто-альпийских видов и в течение межледниковых веков, т. е. на протяжении всего плейстоцена.

Правильность многих положений, выдвигаемых или дополнительно обосновываемых П. И. Дорофеевым, не вызывает сомнений. Развивая представления А. Н. Криштофовича, В. Н. Сукачева, П. А. Никитина и других советских ученых, П. И. Дорофеев восстанавливает красочную картину зональной структуры растительного покрова СССР в неогене, детально характеризует процесс возникновения и становления четвертичной флоры и весьма убедительно показывает, что изменения флоры, происшедшие в плейстоцене, не составляют исключения из общего хода истории кайнофитной флоры Голарктики, а стоят в общей линии ее развития.

По мнению П. И. Дорофеева, с которым нельзя не согласиться, плейстоценовое оледенение в составе флоры Русской равнины больших изменений не произвело. Эти изменения, подчеркивает П. И. Дорофеев, за весь плейстоцен были ничтожными. Никаких катастроф в развитии четвертичной флоры не было. Флора средней полосы Русской равнины развивалась очень спокойно и постепенно. Почти современной она стала еще в плиоцене. На это важное обстоятельство указывал ранее В. Н. Сукачев (1936, 1938), отмечая, что флора СССР с самого начала плейстоцена была очень сходной с современной, хотя в ней было немало вымерших или неевропейских элементов.

П. И. Дорофеев значительно расширил и обогатил наши знания о четвертичной флоре Европейской части СССР. В ее составе он установил присутствие ряда новых вымерших видов, никак еще не описанных, а именно: *Sparganium interglacialicum* Dorof., сходный с восточноазиатским *S. stenophyllum* Max.; *Aldrovanda Dokturovskyi* Dorof., близкую к *A. prae-*

vesiculosa Kirch., описанной из олигоцена ФРГ; *Trapa Leonidii* Dorof., для которого среди современных видов вполне сходные пока не обнаружены; *Myriophyllum microcarpum*, Dorof., близкий к австралийским *M. amphibium* Labill. и *M. pedunculata* Hook.; *Myriophyllum spinulosum* Dorof., сходный с североамериканским *M. pinnatum* (Walt). B. S. P., и *Lycopus intermedius* Dorof., обнаруживающий тесную связь с третичным *L. antiquus* E. M. Reid.

Кроме того, П. И. Дорофеев впервые в плейстоценовых отложениях Европы обнаружил остатки таких растений, которые обитают ныне в тундре и на севере таежной зоны Евразии и Северной Америки (*Sparganium hyperboreum* Laest. и др.), восточноазиатский *Potamogeton oxuphyllus* Mi-quel., североамериканские *Scirpus Smithii* Gray и *S. Torreyi* Olney, балканская и восточноевропейская *Tilia tomentosa* Moench., пережиток третичного времени *Aracites Johnstrupii* (Hartz) Nikit. и некоторые другие.

В своей работе П. И. Дорофеев (1963, стр. 7, 9, 13, 19, 72) неоднократно подчеркивает стратиграфическое значение палеокарпологических данных и впервые показывает различия миндель-рисских (лихвинских) и рисс-вюрмских (микулинских, муравинских, мгинских) флор Белоруссии, которые заключаются в том, что миндель-рисские флоры содержат *Taxus baccata* L., *Aracites Jonstrupii* (Hartz) Nikit., *Aldrovanda Dokturovskyi* Dorof. и другие виды, в рисс-вюрмских отложениях и выше уже не встречающиеся.

Пригодность палеокарпологических данных для изучения истории флоры и стратиграфии, согласно П. И. Дорофееву, определяется в первую очередь тем, что по этим данным «мы узнаем об эволюции отдельных форм и целых систематических групп на протяжении плейстоцена» (Дорофеев, 1963, стр. 13) (разрядка моя.—Л. В.).

Немалую роль палеокарпологические данные играют также при увязке разрезов и стратиграфической корреляции. Ископаемые флоры, указывает П. И. Дорофеев, на территории от Англии и по крайней мере до Енисея, несмотря на провинциальные, фациальные и тому подобные особенности, обнаруживают большое сходство и вполне между собой сопоставимы как синхронные, ибо на всем этом огромном пространстве развитие плейстоценовой флоры шло под воздействием общих причин (Дорофеев, 1963, стр. 9):

Чрезвычайно интересно сообщение П. И. Дорофеева (1963, стр. 8, 57, 60, 62, 63, 75, 80) о том, что первое расселение по Русской равнине бореальных и аркто-альпийских видов, проникших по крайней мере до Татарии и Среднего Поволжья, имело место не в минделе, а в позднем плиоцене (апшероне). В домашкинской свите района Самарской Луки и на Нижней Каме П. И. Дорофеев обнаружил горизонт с флорой, воспроизводящей почти плейстоценовую тайгу и включающей такие бореально-арктические виды, как *Selaginella selaginoides*, *Betula pana* B. *humilis* и др.

Похолодание, вызвавшее широкое расселение этих видов, относится мною ко времени древнейшего (гюнцского) материкового оледенения Русской равнины, которое сначала было названо наревским (Вознячук, 1961), а позднее получило наименование варяжского от древнерусских названий скандинавов («варягов») и Балтийского («Варяжского») моря.

Между варяжскими и окскими (миндельскими) отложениями мною выделены осадки беловежского межледниковья (Вознячук, 1961, стр. 8, 12, 206), которым в Татарии и Среднем Поволжье соответствует верхняя часть домашкинской свиты. Беловежские отложения сопоставляются также с осадками, охарактеризованными фауной выделенного В. И. Громо-

вым тираспольского комплекса, который аналогичен кромерскому, — со значительной частью толщи тираспольского «гравия», аллювием бурлуцкой (богдановской, или гуньковской) террасы Днепра, венедской аллювиальной свитой Волги, описанной Г. И. Горецким, и синхронными им образованиями, в частности с чаудинскими отложениями Причерноморской области и верхней частью тюркянской континентальной свиты Прикаспия.

В Западной Европе аналогами беловежского горизонта являются кромерские лесные слои, точнее верхний пресноводный горизонт (Upper Freshwater Bed) Вест Рантона, и другие отложения кромерского (гюнц-миндельского) межледникового (Вестерховен, Бергумерхейде, Дуно близ Остербека, Херкенбос, Вегел, карьер Рюссел-Тиглиа возле Тегелена и Лунемарк в Голландии, Старуп, Харресков и Ельгод в Дании, Мосбах, Мауер в ФРГ, Зюссенборн, Фойгштедт в ГДР; гюнц-миндельские отложения Леффе в Северной Италии и т. д.). На западе Русской равнины, помимо многочисленных находок беловежских слоев на территории Белоруссии (Борки в Беловежской Пуще, Шубичи, Старобин, Пашковичи, Водопой, Верхнее Березино, Сидоровичи, Щекотово, Рудня, Почтари, Обухово и др.), к беловежскому веку относятся смоленские и калужские межледниковые отложения рославльского типа (Подруднянский, Кириллы, Максименки, Беломир, Хмельники, Глазово и др.), ошибочно расцениваемые многими исследователями в качестве осадков так называемого «одинцовского» интергляциала.

Беловежское межледниковье не имеет ничего общего с приравняемым к тегелену «межледниковьем второй половины древней эпохи» схемы М. М. Цапенко (и «нижнеплейстоценовым межледниковьем» В. П. Гричука), так как стратотипом последнего являются отложения совершенно не выясненного стратиграфического положения, содержащие значительное количество древних (верхнемеловых и третичных) переотложенных пыльцевых зерен и спор, почему-то принимаемых за четвертичные. В беловежских слоях пыльца цуги, бука, ореха, гикори, сумаха и других представителей неогеновой флоры практически отсутствует, встречаясь в виде единичных зерен.

О суровости климатических условий, которые были свойственны средней полосе Европы в варяжское время, помимо опубликованных П. И. Дорофеевым данных по флоре домашних озерно-аллювиальной свиты, сопоставляемой большинством исследователей с апшероном, свидетельствуют следующие факты: 1) залегание в ряде разрезов на севере Белоруссии и в Латвии (Почтари, Жидини и др.) под беловежскими отложениями ленточных глин и морен; 2) присутствие в вейбурнском крае (Восточная Англия) эрратических валунов, глыб кварцита и других пород, принесенных плавучими льдами (айсбергами?), и появление в нем скандинавской ассоциации тяжелых минералов; 3) наличие разного рода «криогурбаций» в серии кедихем и кровле тегеленских глин (Голландия), в «прегляциальных» отложениях ГДР, а также в основании аллювиальных образований колкотовской и в верхней части аллювия михайловской террас Днестра; 4) «перигляциальный» характер спорово-пыльцевых спектров поздневаряжских отложений, подстилающих беловежские осадки на территории Белоруссии и Смоленской области, бэвентских слоев Восточной Англии (соответствующих верхней трети нориджского и вейбурнскому крагам), а также осадков менапского и эбуронского горизонтов серии кедихем в Нидерландах; 5) появление «гляциальной» фауны фораминифер и скачкообразное увеличение количества бореальных и арктических форм в фауне морских моллюсков вейбурнского крага; 6) присутствие в тираспольском гравии и кромерских лесных слоях костей настоя-

щей («кабаллоидной») лошади, примитивного «гигантского» оленя (род *Dolichodorysceros*), древнего «степного» оленя с широкой лопатой рога (род *Orthogonoceros*), трогонтериева слона (*Mammuthus throgonterii*) и других родов и видов млекопитающих. Появление их в результате эволюционного развития исходных групп и форм стимулировалось предшествующим беловежскому межледниковью варяжским оледенением.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что варяжское оледенение по своим размерам соответствовало валдайскому (вюрмскому) или было несколько меньше его.

Всецело присоединяясь к той высокой оценке, которая дана работе П. И. Дорофеева В. Н. Сукачевым, нельзя не указать и на имеющиеся в ней погрешности или дискуссионные положения. Прежде всего следует отметить допущенные П. И. Дорофеевым (отчасти по моей вине) неточности в определении геологического возраста отдельных горизонтов и некоторых ископаемых флор, отразившиеся и на его выводах.

В овраге Колодежном у дер. Жидовицны горизонты 3 и 4 из расчистки 6 (Дорофеев, 1963, стр. 16) отнесены мною к позднему минделю, горизонты 5—8 из расчистки 8 (Дорофеев, 1963, стр. 17) — к раннему риссу, а не к миндель-рисскому времени.

В обнажении у дер. Богатыревичи (Самострельники) на левом берегу Немана росс-вюрмский возраст имеют только горизонты 2 и 3, горизонты же 4—9 (Дорофеев, 1963, стр. 20) являются вюрмскими. Образец 2 взят в устье оврага Яна и Цецилии (Дорофеев, 1963, стр. 20—21) не из росс-вюрмских, а из эовюрмских (полоцких) межстадиальных отложений.

Флоры образцов, отобранных возле Комотова на р. Котре из двух расчисток и шурфов (Дорофеев, 1963, стр. 24—25), характеризуют не один стратиграфический горизонт, а несколько. Флора образцов 1 и 2 из расчистки и шурфа 1 является росс-вюрмской. Вопреки мнению П. И. Дорофеева, она полностью соответствует флоре Самострельников. Все ее виды, за исключением четырех (*Sparganium simplex*, *Potamogeton praelongus*, *Polygonum aviculare* и *Trapa Leonidii*) представлены и в самострельниковской флоре. Флора горизонта 1 из шурфа и расчистки 2, которая первоначально расценивалась мною как перигляциальная позднерисская, на самом деле (это удалось выяснить позднее) имеет вюрмский возраст, как и флора горизонтов 2 и 3: горизонт 1 относится к эовюрмской стадии, горизонт 2 (флора его соответствует флоре образца 2, взятого в устье оврага Яна и Цецилии около Богатыревичей) — к ранневюрмскому (полоцкому, или тарасовскому) интерстадиалу, горизонт 3 — ко второму стадиалу (и интерстадиалу) вюрма.

Флоры, описанные П. И. Дорофеевым из разреза у хут. Жукевичи на р. Горнице (Дорофеев, 1963, стр. 26—27), имеют не вюрмский возраст, а позднерисский, так как отложения, из которых они происходят, перекрыты толщей росс-вюрмских старичных осадков, охарактеризованных красной пылевой диаграммой.

В обнажениях на правом берегу Немана у дер. Гожи (Дорофеев, 1963, стр. 20—30) остатки растений приурочены к разновозрастным отложениям. После 1957 г. мною неоднократно подчеркивалось, что вюрмской является только флора из обнажения 75. Что же касается обнажения 76, то здесь в основании толщи аллювия раннеголоценовой (II надпойменной) террасы, высотой 8—10 м, обнаружена линза старичных отложений с древесиной и шишками сосны, образование которой еще в 1957 г. относилось мною ко времени в 8500—9500 лет от наших дней. Этот вывод был подтвержден в 1959 г. радиометрическими исследованиями (Виноградов и др. 1962): абсолютный возраст древесины из обнажения 76, определенный ме-

тодом радиоактивного углерода (C^{14}), оказался равным 8500 ± 300 лет (образец Мо-34).

Между деревнями Мурава и Побережьем на правом берегу Березины, помимо обнажения в так называемом «Главном» овраге, открытого Г. Ф. Мирчинком в 1927 г. (разрез Мурава I), мною в 1949—1954 гг. обнаружены еще два разреза — Мурава II (Чертов Куст) и Мурава III у верхнего конца дер. Мурава. Изученные П. И. Дорофеевым флоры происходят из всех трех разрезов, различающихся по строению верхнеплейстоценовых отложений, и имеют разный возраст: позднерисский (глины из разреза Мурава III; Дорофеев, 1963, стр. 47—48), рисс-вюрмский (горизонты 4—7 разреза Мурава I и все палеоботанически изученные горизонты разреза Мурава II) и вюрмский (горизонты 8 и 9 Мурава I, относящиеся соответственно к эовюрмской стадии и к полоцкому, или тарасовскому интерстадиалу). Данные о флорах этих разновозрастных горизонтов, выделенных в разных разрезах, включены П. И. Дорофеевым в общий «Список рисс-вюрмской флоры из разреза у дер. Муравы Минской области» (Дорофеев, 1963, стр. 46—47), в котором находки растительных остатков неточно распределены по горизонтам только одного разреза Мурава I.

Возраст палеоботанически изученных горизонтов из разрезов Верховье Кашино и Сураж-Слобода (Дорофеев, 1963, стр. 39—42) окончательно еще не установлен. Одни из них могут относиться к рисс-вюрмскому межледниковью (как и предполагалось ранее), другие — к вюрму или позднему риссу.

П. И. Дорофеев сильно преувеличивает роль бореальных и аркто-альпийских видов в составе рисс-вюрмской флоры. С одной стороны, это объясняется тем, что за рисс-вюрмские им приняты некоторые позднерисские и вюрмские флоры, с другой, — тем, что не были учтены возможности преотложения семян и плодов в рисс-вюрмские осадки из отложений другого возраста. Исключать такую возможность никак нельзя. Верхние горизонты межледниковых отложений нередко несут на себе печать сильного воздействия процессов морозного (?) выветривания, «криодеструкции» и перемыва, протекавших в условиях перигляциальной зоны с ее мерзлыми грунтами, и иногда пронизаны трещинами, «жилами» и «глиньями», заполненными материалом вышележащих отложений. Горизонт 8 в Мураве (Дорофеев, 1963, стр. 45, рис. 21) представляет собой, очевидно, делювиально-солифлюкционное отложение ранневюрмского возраста, образовавшееся в основном за счет материала межледниковых осадков.

По всей вероятности, бореальные и аркто-альпийские виды встречались на территории Белоруссии в миндель-риссе и рисс-вюрме только в качестве реликтов перигляциальной флоры предшествующих оледенений (гюнцского, миндельского и рисского). Роль этих видов в миндель-риссе и рисс-вюрме была сравнительно невелика, однако сам факт присутствия их в межледниковых флорах благодаря исследованиям П. И. Дорофеева не вызывает сомнений. Напомню, что некоторые бореально-арктические виды как реликты плейстоцена сохранились на территории Белоруссии до настоящего времени. На ряде верховых болот Полоцко-Дисненской, Нарочано-Вилейской и Неманской низин обнаружены, например, заросли карликовой березки (*Betula nana* L.).

Трудно согласиться также с некоторыми чертами предлагаемой П. И. Дорофеевым реконструкции растительности средней полосы Русской равнины во время вюрмского оледенения. П. И. Дорофеев полагает, что «растительный покров в это время был таким же пестрым, каким он проявляется в ископаемых флорах, т. е. в это время сообщества бореально-арктических видов уживались рядом с сообществами лесными, по составу

совсем не арктическими, в которых в какой-то мере участвовали виды, ныне более южные, западные и даже экзоты» (Дорофеев, 1963, стр. 74). Основание для такого вывода П. И. Дорофеев усматривает главным образом в полученных им данных о составе флоры Дречалук (Дорофеев, 1963, стр. 44), в которой, наряду с селлагинеллой плаунковидной, травянистой ивой и карликовой березкой, представлены сосна, ель, лиственница, береза, серая ольха, граб, лещина, сальвиния и множество других более южных и обычных среднерусских видов, а также бразения и заостренный рдест. Основание это, однако, весьма шаткое, так как флора Дречалук в основе своей ледниковой не является. Почти все семена и плоды, выбранные мною из тонких аллохтонных прослоев растительной трухи, подчиненных межморенной озерно-аллювиальной толще близ места впадения Усвячи в Западную Двину, несомненно, переотложены из ресс-вюрмских осадков, но это переотложение происходило в вюрмское время, чем и объясняется присутствие в дречалукской флоре в качестве совершенно незначительной примеси остатков селлагинеллы, травянистой ивы и карликовой березки. Если исключить из списка даже не все эти виды, а только *Salix herbacea*, то сразу же бросится в глаза поразительное по своей полноте сходство флоры Дречалук с такими типичными межледниковыми флорами, как мурavinская, боярщинская или микулинская.

Из описанных П. И. Дорофеевым перигляциальных флор ко времени максимума вюрмского оледенения относятся только две — флоры Комаришек и Гожи, к которым с достаточным основанием можно применить название «дриасовые», так как ведущими формами их являются такие бореально-арктические и аркто-альпийские виды, как *Selaginella selaginoides*, *Dryas octopetala*, *Salix herbacea*, *Betula nana*, *Papaver nudicaule*, *Melandrium apetalum*. Наряду с ними, в состав флор Гожи и Комаришек входит немало климатически «индифферентных» и стратиграфически «нейтральных» среднерусских видов, в основном обитателей водоемов и болот, фиксируемых почти в каждой плейстоценовой флоре, а также мизерное количество остатков более теплолюбивых растений (сальвиния, граб и даже бразения, обломок семени которой обнаружен в ленточных глинах хут. Комаришки на р. Стречанке).

П. И. Дорофеев прав, когда говорит о пестроте и комплексности состава, смешанности и контрастности компонентов перигляциальных («ледниковых») флор. Однако к его мнению, что все перечисленные выше группы видов равноценны в палеогеографическом отношении и одновозрастны, присоединиться вряд ли возможно. П. И. Дорофеев практически почти не учитывает того обстоятельства, что эти флоры не автохтонные топографически, а приурочены к кластогенным озерным, озерно-ледниковым или аллювиальным отложениям и состоят в значительной мере из аллохтонных остатков растений, среди которых вместе с вюрмскими, принесенными водоемами с берегов, присутствует то или иное количество форм, вымытых из более древних отложений. В рассматриваемых флорах такими, вне всякого сомнения, переотложениями из довюрмских осадков являются остатки третичных растений (*Sparganium* sp., *Carpolithes Rosenkjaeri*), а также граба, бразения и других более южных и, возможно, некоторых среднерусских видов.

П. И. Дорофеев правильно подчеркивает, что чистые арктические, тундровые и тому подобные вюрмские флоры в пределах нынешней лесной зоны Русской равнины и Западной Европы вообще нигде не известны. Учитывая этот факт, высказывает серьезное сомнение в реальности восточной тундры для средней полосы. Флоры Гожи и Комаришек также являются, конечно, арктическими, однако в них представлены виды, весьма свойственные Арктике и Субарктике, и это дает основание предполагать

существование в приледниковой полосе Белоруссии во время максимальной стадии вюрмского оледенения, если не настоящей тундры, то, по крайней мере, сообществ бореально-арктических видов, напоминавших тундровые и входивших, наряду с группами деревьев или островными лесами и другими ассоциациями, в состав растительности перигляциальной зоны в качестве немаловажного компонента.

Остальные перигляциальные флоры, изученные П. И. Дорофеевым, воспроизводят растительность средней полосы Русской равнины в первой (анаглядиальной, криогигротической) половине вюрмского века — во время первой вюрмской стадии (флоры фазы разреженных или островных лесов образца 1 из Комотова II и горизонта 8 из Мурава I) и ранневюрмского (полоцкого) интерстадиала («таежные» флоры образца 2, взятого в устье оврага Яна и Цецилии в Богатыревичах, а также образца 2 из Комотова II и горизонта 9 Мурава I), или же в заключительные (катагляциальные, криоксеротические) фазы рисского оледенения (флоры Жукевичей, Мурава III и образца 6 из расчистки 4 в Нижней Боярщине).

Присутствие в позднерисской флоре Жукевичей (Горницы), наряду с *Selaginella selaginoides*, *Betula nana* и *Picea obovata* таких видов, как *Thesium ramosum* и *Glaux maritima*, которые, согласно П. И. Дорофееву (1963, стр. 29), едва ли можно трактовать в качестве показателей ледниковых условий, не является чем-то неожиданным и парадоксальным, так как к настоящему времени в перигляциальных отложениях, относящихся к середине ледниковых веков или ко второй их половине, обнаружена пыльца довольно большого количества ксерофильных видов из числа микротермов и растений открытых местообитаний (например, *Ephedra* из трибы *Leptocladae*, *Kochia prostrata* и *Eurotia ceratoides*), а также галофитов (*Halocnemum strobilaceum*, *Salicornia herbacea*, *Suaeda corniculata*, *S. confusa*, *Salsola foliosa*, *S. soda*, *Petrosimonia crassifolia*). Появление *Glaux maritima* и других галофитов на территории Белоруссии в риссе и вюрме, по-видимому, связано с существованием тогда мерзлоты грунтов, которая в условиях сухого климата благоприятствовала поверхностному засолению почв в депрессиях рельефа.

Наиболее серьезное возражение вызывает попытка П. И. Дорофеева доказать сосуществование в средней полосе Русской равнины межледниковых и перигляциальных флор как в течение теплых, так и холодных веков антропогена. «Еще никем не доказано, — пишет он (Дорофеев, 1963, стр. 8), — что так называемые ледниковые флоры во времени чередуются с межледниковыми и соответствуют разным эпохам, хотя те и другие известны как для минделя и миндель-рисса, так и для рисс-вюрма и вюрма». Из приведенных выше данных достаточно ясно видно, что в средней полосе Русской равнины в минделе и вюрме (и тем более в риссе, когда она была перекрыта ледником) не было никаких межледниковых флор, а в миндель-риссе и рисс-вюрме — ледниковых.

К выводу о возможности сосуществования межледниковых и ледниковых флор П. И. Дорофеев (1963) пришел в основном потому, что, как уже отмечалось выше, за межледниковые он принял некоторые перигляциальные флоры и наоборот. Подтверждение своего вывода он видит также в факте присутствия отдельных бореально-арктических видов во флоре боярщинского и муравинского межледниковых отложений. По его словам (стр. 72), «даже в типичных рисс-вюрмских торфах сколько угодно прослоев, где совсем отсутствуют экзоты и, напротив, представлены холодостойкие виды, причем эти прослои залегают не только в начале и конце межморенных толщ, но и в середине, сопровождаая типичные рисс-вюрмские флоры». К сожалению, факты, подтверждающие переслаивание межледниковых торфов с различными флорами, в рассматриваемой работе не приводятся.

Если оно и наблюдается иногда, то доказательством основного тезиса П. И. Дорофеева служить, конечно, не может.

Имеющийся фактический материал, в противоположность мнению П. И. Дорофеева, ясно показывает, что плейстоценовые флоры достаточно четко отражают основные изменения физико-географической обстановки средней полосы Европы в течение ледниково — межледниковых ритмов. Так, в разрезе верхнеплейстоценовых отложений Белоруссии на поздне-рисских слоях с флорами р. Горницы, Муравы и Нижней Боярщины, представляющими однообразный набор холодостойких видов с большим количеством *Selaginella selaginoides* и *Betula pana*, залегают рисс-вюрмские гиттии и торфяники с богатыми водно-болотными («бразениевыми») и лесными («хвойно-широколиственными») флорами. Перекрыты они рапневюрмскими отложениями, таежные флоры которых совершенно лишены термофильных видов, но включают *Selaginella selaginoides*, *Sparganium hyperboreum* и *Betula pana*; стратиграфически выше располагаются перигляциальные осадки максимальной стадии вюрма с «дриасовыми» флорами Комаришек и Гожи.

Столь же четко чередование «теплых» и «холодных» флор и изменения растительности на протяжении межледниковых и ледниковых веков отражают спорово-пыльцевые диаграммы, но соответствие между карпологическими и спорово-пыльцевыми спектрами наблюдается далеко не всегда.

Как известно, пыльцевые спектры межледниковых отложений позволяют приблизительно судить только о роли различных родов и видов в растительном покрове той или иной территории, а пыльцевые диаграммы отражают в основном изменения степени участия в составе лесов ряда древесных пород, вызванные изменениями климата. Во время каждой из выделяемых по данным спорово-пыльцевого анализа «фаз» развития межледниковой растительности (например, рисс-вюрмских фаз дуба, липы, граба и ели) леса, покрывавшие междуречья и поймы рек, несомненно, были весьма разнообразны по своему составу и в типологическом отношении, хотя о наборе растительных ассоциаций, типах лесов, их взаимоотношениях и распределении по территории судить по палинологическим данным трудно. Особенно это трудно потому, что, как указывает П. И. Дорофеев, не только миндель-рисская, но и рисс-вюрмская флора была фациально более разнообразной, чем современная.

Если продуцентами пыльцы во время межледниковой были в основном леса, в составе которых в разное время и в разных районах господствующее положение занимали различные древесные породы, то «аккумуляторами пыльцевого дождя», переходившего в ископаемое состояние, служили, подобно тому, как это имеет место в наши дни, болота и водоемы различных типов (олиготрофные, мезотрофные и эвтрофные), в частности озера и старицы, находившиеся на разных стадиях развития¹. Поэтому нет ничего удивительного в том, что максимум содержания пыльцы широколиственных пород, отражающий оптимальную климатическую фазу межледниковья, может быть приурочен в некоторых разрезах не к мелководным гиттиям — отложениям эвтрофного озера или старицы с «бразениевой» флорой, а к олиготрофным торфам, образовавшимся на верховом сфагновом болоте с зарослями карликовой сосны и березовым ерем

¹ Развитие озер от олиготрофии к эвтрофии и дистрофии, зарастание и заболачивание их и переход низинных болот в верховые в значительной мере вызывались изменениями климата (потеплением до фазы термического оптимума и похолоданием после нее). Однако эти процессы протекали с разной скоростью в зависимости от местных условий (характера рельефа поверхностных отложений, почв, растительности, режима подземных вод, размеров водоема или болота и т. д.).

ком, с куртинками селлагинеллы, клюквой, водяникой, багульником, кас-сандрой, андромедой, пушицей и т. д.

Распределение растительных остатков по пыльцевым зонам в залежах межледниковых озерно-болотных образований изучено еще слабо. Поэтому нельзя думать, что различия флоры разных пыльцевых зон точно отражают изменения межледниковой растительности, в особенности состава лесов. Многие из этих различий вызваны скорее саморазвитием озер и болот, сменой фаций и связанными с нею изменениями условий захоронения растительных остатков. Понятно также, что доступные для изучения тафоценозы отражают состав межледниковых растительных сообществ лишь приблизительно. Несмотря на все это, трудно согласиться с П. И. Дорофеевым, что карпологические диаграммы, подобные пыльцевым, получить почти невозможно и что отдельные «фазы», «оптимумы» и другие элементы пыльцевых диаграмм, как правило, не совпадают с таковыми по карпологическим данным или совсем не отмечаются (Дорофеев, 1963, стр. 13). В действительности довольно полное соответствие карпологических спектров пыльцевым наблюдается достаточно часто, ибо различия во флоре пыльцевых зон, появление или исчезновение в определенных интервалах разрезов термофильных экзотов, так же как и развитие озер и болот, обусловлены в большой мере одними и теми же причинами — изменениями климата, происходившими в течение межледниковых веков.

Недооценка П. И. Дорофеевым палинологических, геоморфологических и геологических данных, с полной очевидностью свидетельствующих о ритмичном строении толщи четвертичных отложений средней полосы Русской равнины, о неоднократном чередовании в ее разрезе моренных и водно-ледниковых отложений с межстадиальными и межледниковыми озерно-болотными и аллювиальными образованиями, приводит его к некоторым выводам моногляциалистического характера. Заслуживают упрека и некоторые высказывания П. И. Дорофеева, имеющие антигляциалистическую окраску. Рассмотрением их заниматься нет необходимости, так как ошибочность выводов, в основе которых лежит отрицание теории материкового оледенения, не требует доказательств.

* * *

Как видно из изложенного, монография П. И. Дорофеева не лишена погрешностей и недостатков. Но в ней содержится обильный и чрезвычайно ценный фактический материал, затрагивается широкий круг вопросов палеогеографии ледникового периода, проводится обоснованная ревизия ряда общепринятых положений, дается оригинальная интерпретация палеокарпологических данных, высказывается много свежих и интересных мыслей. Некоторые выводы, сделанные в этой работе, кажутся неожиданными, идущими вразрез с прочно укоренившимися, но, несомненно, требующими всесторонней проверки представлениями, и поэтому встречают массу возражений и вызывают горячие споры.

Монография П. И. Дорофеева относится к числу тех довольно редких, но важных работ, которые, вскрывая слабые стороны гляциалистической теории, заставляют расширять работу по уточнению, пересмотру или более глубокому обоснованию казалось бы незыблемых постулатов и выводов. Появление таких работ, возбуждающих мысль и стимулирующих разветвление исследований в новых направлениях, необходимо приветствовать и поощрять, так как они приносят неоценимую пользу, способствуя более быстрому и успешному развитию нашей науки.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г., Мартищенко Л. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщ. 2.— *Геохимия*, 1959, № 8.
- Виноградов А. П., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщ. 3.— *Геохимия*, 1962, № 5.
- Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледникового на территории Белоруссии.— *Материалы по антропогену Белоруссии*. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— *Труды Ин-та геол. наук АН СССР*, 1948, вып. 64.
- Дорофеев П. И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области.— *Материалы по истории флоры и растительности СССР*. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963, 4.
- Никитин П. А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1957.
- Сукачев В. Н. Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена.— *Материалы по четверт. периоду СССР*. Л.— М., Изд-во АН СССР, 1936, вып. 1.
- Сукачев В. Н. Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена.— *Материалы по четверт. периоду СССР*. Л.— М., Изд-во АН СССР, 1938, вып. 1.

В. П. ГРИЧУК

ИСТОРИЯ ФЛОРЫ И ПРОБЛЕМА ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

(обзор статей IV выпуска «Материалов по истории флоры и растительности СССР»)

Выпуск IV «Материалов по истории флоры и растительности СССР» (1963), как и предыдущие, представляет большой интерес для исследователей, занимающихся изучением четвертичного периода. Однако выводы П. И. Дорофеева, В. Н. Васильева и М. В. Клокова о палеогеографических условиях плейстоцена (имеющиеся в статьях) не могут не вызвать самых решительных возражений. Статья П. И. Дорофеева «Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области» представляет собой работу монографического характера. В ней приведены результаты определений макроскопических остатков растений из 22 разрезов (образцы были отобраны Л. Н. Вознячуком). Снабженная, помимо описаний ископаемого материала, многочисленными рисунками и микрофотографиями, она значительно пополняет наши знания о плейстоценовых флорах этой территории — одного из ключевых районов для разработки стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины. Всего описано (помимо 32 форм без видовых определений) 155 видов. Многие из них ранее на этой территории не находились, а такие, как североамериканские камыш Шмидта и камыш Торрея, вообще указываются впервые для плейстоцена Русской равнины. Кроме того, приводится ряд ископаемых видов, в том числе шести новых. Хотя авторитет П. И. Дорофеева в области палеокарпологии бесспорен, однако возникает сомнение в правомерности выделения почти всех этих новых видов. Эти сомнения возникают как из оговорок, имеющих в описаниях, так и из того обстоятельства, что П. И. Дорофеев нигде не указывает объем и характер рецентного материала, с которыми сравнивались ископаемые семена. Хорошим предупреждением в этом отношении является история с ископаемыми остатками *Bunias cochlearioides* Murr. описанные первоначально П. А. Никитиным как эндосперм ископаемого

вида *Cornus Sukaczewii*, они затем были отнесены к ископаемому виду рода *Bunias* [*B. Sukaczewii* (Nikitin) Kipiani], близкому к современному *B. schlearioides* Murr., а в настоящее время уже отождествляются П. И. Дорофеевым с названным современным видом.

Особенно сомнительным является выделение новых ископаемых видов урути — *Myriophyllum microcarpum* и *M. spinulosum*. Каждый из них установлен по находке одного единственного орешка (следует учесть, что семена всех современных видов *Myriophyllum*, а их около 40, монографически не описаны).

В статье имеется раздел «Краткий очерк по истории плиоценовой и плейстоценовой флоры Русской равнины». Раздел этот вызывает массу критических замечаний и возражений, а его главнейшие положения находятся в противоречии не только с материалами других исследователей, но в значительной мере и с фактическими данными самого автора.

Основные выводы П. И. Дорофеева сводятся к утверждению, что флоры межледниковых эпох являются смешанными, соединяющими в себе элементы широколиственно-лесные, бореальные и даже тундровые, что наблюдающиеся различия их состава связаны не с климатическими колебаниями, а с различиями фаций отложений и сосуществованием растительных группировок разного состава в различных условиях местообитаний и что флора Русской равнины, начиная с эпохи «миндельского» оледенения, сохранялась почти в неизменяющемся состоянии вплоть до «вюрма». Окончательным итогом является сомнение в чередовании ледниковых и межледниковых эпох. Рассмотрение приведенных П. И. Дорофеевым материалов показывает, что реально «смешанные» флоры обнаружены лишь в отложениях лимно-гляциального характера. В тех же случаях, когда «смешанные» флоры указываются для типичных межледниковых озерно-болотных отложений, можно установить, что это связано с неправильной методикой отбора образцов и суммированием результатов определений. Все это можно показать на примере разреза у Нижней Боярщины.

Для спорово-пыльцевого анализа Н. С. Чеботаревой из одной расчистки было отобрано 68 образцов, данные по которым показали очень существенные изменения растительности и флоры за время накопления каждого из выделяющихся здесь по литологическим признакам слоев. Собственно к микულიнскому межледниковью здесь относятся песчанистая гиттия (в основании разреза) и покрывающий ее торф, возникшие в результате заиления, а потом заторфовывания небольшого озерного водоема. Для карпологического анализа было отобрано лишь по одному образцу из гиттии и из торфа в трех расчистках, прорезавших краевую и центральную части линзы озерно-болотных отложений (это ясно видно на схеме, помещенной в статье П. И. Дорофеева). В таблице, которой П. И. Дорофеев оперирует, результаты определений макроостатков в образцах из разных частей залежи объединены, и в ней мы действительно видим «совместное» присутствие селегинеллы и карликовой березки с грабом, бразенией, сальвинией и т. д. Однако не может быть никаких сомнений в том, что гиттия в центральной части водоема начала накапливаться раньше, чем в прибрежной (здесь отлагались пески), а торф первоначально образовывался у берегов и заполнил центральную часть водоема уже значительно позже. Эта разновозрастность слоев гиттии и торфа хорошо видна при сопоставлении пыльцевых диаграмм из разных расчисток Н. С. Чеботаревой. Таким образом, межледниковая флора Н. Боярщины приобрела «смешанный» характер в результате смешивания определений макроостатков из разновозрастных горизонтов.

По данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного в лаборатории Института географии АН СССР в 1960—1961 гг., в разрезе Нижней Бояр-

щины установлено присутствие свыше 30 видов семенных и споровых растений. И флористические и фитоценологические данные спорово-пыльцевого анализа не дают никаких указаний на смешение элементов широколиственно-лесной и тундровой флоры, о котором говорит П. И. Дорофеев. Хорошим подтверждением этого положения являются данные П. И. Дорофеева по разрезу Самострельников, где толща торфа соответствует только времени климатического оптимума межледниковья. По результатам карпологического анализа это — типичная межледниковая флора без карликовой березки и других северотаяжных форм. Данные карпологического анализа пяти образцов из этого разреза приведены не в объединенном виде, поэтому можно сопоставить их с имеющейся пыльцевой диаграммой и убедиться в том, что они отражают идентичные изменения флоры во времени.

Анализ материалов П. И. Дорофеева по другим разрезам утверждает нас в том, что нет никаких оснований считать, что флора межледниковых эпох имела какой-то особый, «смешанный» характер и что существующие представления о ее характере нуждаются в какой-то ревизии.

Утверждения П. И. Дорофеева, что плейстоценовые флоры разного характера (с тундровыми элементами и без них) являются одновозрастными, а различия состава обусловлены лишь различиями в фациях отложений, не могут быть приняты. Это в значительной мере умозрительные представления, не базирующиеся на специально выполненных методических исследованиях, например на составе семян и плодов в современных осадках разных фаций.

Но наиболее существенные возражения вызывает то, что очерк истории флоры написан при полном игнорировании результатов спорово-пыльцевого анализа. П. И. Дорофеев даже счел возможным написать «У пыльцевого анализа наших дней мало общего с палеонтологией». По-видимому, нет необходимости вступать с ним в дискуссию по этому поводу. Вероятно, достаточным основанием для оценки значимости этого метода в его современном виде может явиться следующая справка. В библиографических обзорах мировой литературы по спорово-пыльцевому анализу, издаваемых М. Ван-Кампо за время с 1956 по 1963 г., приведены названия 217 работ.

Между тем игнорирование многих фактов, добытых при помощи спорово-пыльцевого анализа, исключает возможность получения объективной картины истории развития флоры и растительности плейстоцена. В качестве примера можно указать на те выводы, которые приходится делать из факта находок пыльцы эфедры далеко к северу от границы ее современного ареала. Следует отметить, что многие из этих находок документированы с полнотой, отвечающей самым строгим палеонтологическим требованиям.

Таким образом, при несомненной ценности палеонтологической части работы П. И. Дорофеева его историко-флористические и палеогеографические выводы являются глубоко ошибочными.

В статьях В. Н. Васильева и М. В. Клокова излагаются некоторые флористико-географические факты, по мнению авторов дающие основание признать наличие материкового оледенения в плейстоцене.

В. Н. Васильев в своей статье «Реликты и эндемы северо-западной Европы» указывает, что на северо-западе и севере Скандинавского полуострова имеется ряд эндемичных видов или изолированных местонахождений некоторых арктических видов, значительно удаленных от основных отрезков их ареалов. Исходя из положения, что для возникновения вида необходимо длительное время, сопоставимое с длительностью геологических эпох, что, следовательно, возникновение арктических видов в голоцене исключено.

ется, он делает вывод, что этим опровергается представление о существовании в плейстоцене на этой территории ледникового покрова. Возникновение же разрывов в ареалах некоторых арктических растений объясняется влиянием бореальной трансгрессии. Эти палеогеографические представления автора могли возникнуть лишь в силу незнания с палеогеографической литературой. Уже давно установлено (обзор соответствующей литературы дан Флинтон еще в 1956 г.), что эпохи оледенений сопровождались значительным понижением уровня моря. В 1961 г. была опубликована статья С. А. Стрелкова, в которой помещена карта ныне затопленных береговых линий эпохи зырянского (валдайского) и других оледенений. Положение края ледникового покрова в некоторых пунктах Скандинавии и на севере Кольского п-ова известно (по краевым образованиям на современной суше). Из соответствующих сопоставлений видно, что на северо-западе Европы в эпоху валдайского оледенения существовали довольно значительные участки суши (а не только нунатаки), где эти арктические виды и сохранились (затем, по мере таяния ледникового покрова, они переселились на современную сушу). Таким образом, наличие эндемичных видов, о которых пишет В. Н. Васильев, ни в какой мере не является опровержением учения о материковом оледенении.

М. В. Клоков в статье «Основные этапы развития равнинной флоры Европейской части СССР» высказывает много очень спорных и неверных представлений. Основным из них является также отрицание плейстоценового оледенения. Этот вывод строится на наличии большого числа эндемичных видов, выделенных автором во флоре Украины, а также эндемиков во флоре Прибалтики и островов Балтийского моря. При этом, как и у В. Н. Васильева, главной предпосылкой является априорное утверждение о необходимости времени, гораздо большего, чем голоцен, для того, чтобы мог сформироваться новый вид. Здесь мы снова сталкиваемся с незнанием автора с давно установленными фактами из той области, которую он пытается подвергнуть ревизии. Ведь Прибалтика и острова Балтийского моря покрывались не только льдами, но и водами возникших затем морских и озерных бассейнов. История этих бассейнов, положение их уровней и береговые линии хорошо изучены. С полной достоверностью установлено, что впервые возвышенности дна Балтийского моря, представляющие острова Готланд, Эланд, Саарема и другие, вышли из-под уровня моря только в эпоху Иольдиевого моря, т. е. около 10 000 лет назад. В то же время они соединялись с материком. Отсюда следует, что заселение этих островов наземной растительностью могло начаться только с эпохи иольдиевого моря, из чего нужно сделать вывод, что имеющиеся здесь эндемичные виды являются достаточно молодыми, голоценовыми. Этот вывод, очевидно, может быть распространен на неоэндемики и других территорий.

Таким образом, ботанико-географические материалы и этой статьи не дают каких-либо оснований для «антигляциалистических» концепций.

ВЫСТУПЛЕНИЕ Н. Я. КАЦА

Мое первое замечание о необходимости координации палеоботанических методов — анализ карпоидов и спорово-пыльцевого. Между тем у нас в СССР палинологи, как правило, не используют данных палеокарпологии, а карпологи — данных микропалеоботаники. Мало того, у П. И. Дорофеева в его работе 1963 г. сказано, что «карпологический метод... в подкреплении других методов не нуждается», а «пыльцевые диаграммы совершен-

но не читаемы, как и рассуждения, на них основанные». Подобные безответственные высказывания вводят в заблуждения малокомпетентных людей. Совершенно очевидно, что в сложных и противоречивых вопросах четвертичной геологии, палеогеографии и палеоботаники следует применять оба метода и при этом наряду с остальными. Мы считаем, что палинолог должен выделить на диаграммах пыльцевые зоны, периоды и соответствующие им фазы растительности, давая при этом как бы каркас. Нередко последний является недостаточно конкретным для палеогеографических реконструкций. Карпологический материал вкладывает в этот каркас конкретное содержание. Не следует еще забывать, что в ряде случаев анализ карпоидов открывает руководящие виды, важные для определения возраста. Из сказанного напрашивается вывод: оба метода следует применять совместно.

Второе замечание — о смешанных из различных географических элементов ископаемых флорах и отвечающей им растительности, в которой эти разные виды произрастали бок о бок, один с другим. Подобная смешанная флора и растительность, по П. И. Дорофееву, типичны не только для оледенений, но и для межледниковий, в отличие от современной, по его мнению, однородной флоры. Эта ошибочная точка зрения имеет своих приверженцев. В действительности, «смешанные флоры» — результат, во-первых, переноса органических остатков ветром и водой и переотложения их в породах иного возраста и, во-вторых, результат недостатков методики П. И. Дорофеева. Он берет для анализа слишком большие по вертикали пробы, захватывающие длительные промежутки времени, и дает суммарные списки разновозрастных элементов флоры. Кроме того, он особенно охотно анализирует прошлую растительной трухи, отложившейся в воде и содержащей, как правило, вторично (*Н. К.*) смешанную флору. Выступавшие в защиту смешанных флор Е. Н. Ананова и В. Л. Яхимович ошибочно считают смешанной и современную флору, вопреки мнению и самого Дорофеева. Если взять, например, бореальную умеренную зону, то немногие северные элементы встречаются лишь на ее севере и не растут при этом обычно совместно с бореальными, а на других местообитаниях — например карликовая березка — лишь на сфагновых болотах.

Третье замечание. Представление П. И. Дорофеева о смешанных флорах логически приводит его к отмене «оптимальных и минимальных фаз (т. е. ритмов. — *Н. К.*) климата и растительности». Мы считаем установление этих ритмов крупным достижением науки о четвертичном периоде. П. И. Дорофеев игнорирует при этом многочисленные отечественные и зарубежные работы. Ритмика климата и растительности была прекрасно обоснована еще 35 лет назад в классическом труде Иессена и Милтерса. Кроме того, мы имеем здесь прекрасный пример комплексного использования палеокарпологического и пыльцевого методов. У нас совместное применение обоих методов имеет место в работах В. Н. Сукачева так же, как и автора этого выступления.

ВЫСТУПЛЕНИЕ К. К. МАРКОВА

В печатных и устных выступлениях, посвященных древнему оледенению, обнаруживается от времени к времени тенденция умалить значение этого крупнейшего события новейшего геологического времени и даже его полностью отрицать. Несколько лет назад мне, как и ряду других исследователей, занимающихся четвертичным периодом, приходилось выступать

против этого удивительного течения, антигляциализма¹. В 1963 г. группа палеоботаников высказала сходные взгляды, хотя и не столь радикальные². Факт древнего материкового оледенения, распространявшегося больше, чем в настоящее время, как будто бы уже не оспаривается. Но делается попытка доказать несостоятельность представлений о множественности ледниковых эпох и умалить влияние оледенения на органическую жизнь. Чтобы доказать первое положение, указывается (П. И. Дорофеев), что теплолюбивые и стойкие по отношению к холоду растения произрастали совместно, так как остатки тех и других растений якобы можно встретить в одном и том же горизонте. Что касается многочисленных данных, свидетельствующих о послойном распределении макро- и микроостатков экологически различных растений (пыльца и споры), то эти данные не упоминаются вообще.

Второе положение представители указанного направления выражают в скептических замечаниях о перигляциальных явлениях, «пресловутых» пунатаках и т. д. Что касается смешанных флор, в том виде, как их понимает П. И. Дорофеев, то это утверждение оказалось недоразумением. Оно разрешилось после сообщения Л. Н. Вознячука, образцами которого пользовался П. И. Дорофеев. Теплолюбивая межледниковая макро- и микрофлора и полярная пред- и позднеледниковая ископаемая полярная флора не смешаны, а распределены послойно; они не сосуществовали, а сменяли друг друга в определенной хронологической последовательности. Нет смысла повторять, какой была эта последовательность. Она охарактеризована в многочисленных публикациях, которые авторы «Материалов по истории флоры и растительности СССР» почему-то игнорировали. Вопросы палеоботанического обоснования наших стратиграфических представлений были изложены в сообщениях В. П. Гричука и Л. Н. Вознячука достаточно убедительно. Я затрагиваю этот вопрос лишь кратко, чтобы в разгоревшейся полемике выразить совершенно ясно свое отрицательное отношение к попытке выдвинуть идею совместного произрастания теплолюбивых и полярных флор, смешать наши стратиграфические представления.

Что касается второго положения о несущественности влияния ледниковых покровов на органический мир прилегающих пространств, то необходимо выразить глубокое удивление по поводу неосведомленности авторов подобных идей в вопросах, о которых они охотно пишут.

История ледниковедения показала, что старые оценки ледникового холода оказались преуменьшенными, а не преувеличенными. Стационарные метеорологические работы, выполненные в центральных районах Антарктиды, обнаружили значительно более низкие температуры, чем те, которые предполагали четверть века назад метеорологи, еще не располагавшие данными наблюдений. Поэтому в новейших работах, посвященных вопросам палеогляциологии Европы, начинают указывать, что понижение среднегодовой температуры для центральных районов ледникового щита составляло, по сравнению с современной температурой в том же районе — 50°C , а у края ледникового щита около 10° , в то время как 50 лет назад исследователей удовлетворяла цифра 4° (А. Пенк и Э. Брюкнер).

В недооценке условий перигляциальной обстановки обнаруживается также неосведомленность авторов. Прежние описания перигляциальной обстановки Гренландии (очень холодный и континентальный климат) были убедительны. Теперь же советские исследователи непосредственно наблю-

¹ К. К. Марков. Антигляциализм. Изв. АН СССР, серия геогр., 1955, № 1.

² Материалы по истории флоры и растительности СССР, т. IV, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1963.

дают перигляциальную обстановку в Антарктиде, о чем напечатали много специальных и научно-популярных описаний и неоднократно рассказывали о ней в научных собраниях. Надо напомнить о холодных и сухих стоковых ветрах, бессточных-соленых континентальных озерах, образующихся у края антарктического ледникового щита в условиях исключительной сухости воздуха и на расстоянии всего нескольких километров от берега обширного Южного океана.

Несколько слов о «пресловутых» нунатаках. Необходимо напомнить, что для территории антарктического и гренландского ледниковых щитов созданы хорошие карты, составленные на основании объективных документов — аэрофотосъемки. На этих картах изображено множество нунатаков. Далее, ботаническая литература об антарктических нунатаках указывает на общематериковый и местный эндемизм населяющих их мхов и лишайников. Следовательно, одни группы нунатаков существуют длительно и разобщенно от других групп.

Противникам представления о древних материковых ледниковых покровах полезно будет также напомнить следующие цифры. Древние материковые льды покрывали 25 % площади современной суши. Но и современные льды покрывают более 10 % площади суши. Подземное оледенение, сверх того, в настоящее время встречается на 12 % площади суши. Со времени последней ледниковой эпохи оно сократилось, по-видимому, незначительно. Растаивание древних льдов должно было поднять уровень океана на 100 м, но растаивание «остатка», т. е. современных льдов, дополнительно подняло бы уровень океана еще на 60 м (объем современных льдов Антарктиды больше объема материка Африки). Следовательно, размер современного оледенения уменьшился всего вдвое, — во всяком случае, не более чем втрое по сравнению с максимальным распространением льдов за весь четвертичный период. Цифры эти — одного порядка. Конечно, никакие истинные принципиальные возражения против древнего материкового оледенения выдвинуть невозможно уже потому, что сами мы являемся современниками огромного материкового оледенения.

Таким образом, утверждения ботаников, выступивших на страницах указанного сборника, основаны не на фактах. Напротив, их утверждения противоречат фактам. Они основаны на предубеждении, которому отдано предпочтение перед фактами.

Случилось так, что группа исследователей четвертичного периода выступила с критикой методологических позиций научных представлений о четвертичном периоде. Но критика методологически правильных взглядов ведется с методологически неправильных позиций. Во главу угла поставлено отрицание катастроф, на которые (катастрофы) объявлено методологическое «вето». Надо ли доказывать, что материалисты-диалектики никогда не отрицали и не отрицают катастроф ни в теоретической, ни в практической области¹. Ошибочное начало дало ошибочное продолжение. Была объявлена война представлениям о материковых покровах льда, которые, конечно, вызывали катастрофы (полное уничтожение) органического мира в районах, на которые они распространялись. Методологическая начальная ошибка, вытекающая из нее предвзятость взглядов и, наконец, игнорирование фактов, свидетельствующих об истинном положении вещей, — такова основа представлений, к которым относятся наши критические замечания.

Авторы статей, помещенных в «Материалах флоры и растительности СССР», — крупные палеоботаники. Они дали в своей области много ценного для науки. Мы критикуем не их специальные работы, а неудачные по-

¹ Подробно см. мою вышеупомянутую статью.

пытки применения палеоботанических данных к стратиграфии четвертичных отложений и к палеогеографии четвертичного периода. Но и в последних двух направлениях упоминаемые нами авторы внесли в науку и могут внести в нее и в дальнейшем много ценного для решения указанных вопросов. Я останавлиюсь на идеях до известной степени (но именно только до известной степени) созвучных со взглядами и, возможно, с данными, которыми располагают авторы.

Вернусь прежде всего к теории древнего материкового оледенения. Она обоснована прекрасно, и границы древних льдов, в общем, проводятся правильно. Но имеются, вероятно, преувеличения размеров древнего оледенения. Можно, например, сомневаться, так ли были велики площади древнего оледенения между Енисеем и Оленеком, какими их показывают на картах. Постепенно выяснилось также, что материковый лед не занимал и в Западной Сибири таких больших площадей, как думали раньше. Новоземельские льды совсем не достигали центра Русской равнины. По существующим картам площадь древнего оледенения Сибири оказывается около 5 млн. км², но вполне возможно, что мы вскоре согласимся на половинную цифру, а для всей поверхности суши будем принимать не 25%-ное, а, скажем, 20%-ное покрытие льдом. С другой стороны, развивающиеся морские геологические исследования обнаружили огромные площади айсберговых морен на дне океана, вокруг оледенелой суши. Например площадь айсберговых морен вокруг Антарктиды равна примерно площади материкового оледенения самой Антарктиды. Конечно, айсберговые морены не только не противоречат материковым моренам, а, напротив, являются дополнительными косвенными свидетелями материкового оледенения. Но, в общем, по-видимому, имеется тенденция преувеличивать оледенение суши. В этом нет ничего удивительного, так как блестящие успехи теории материкового оледенения не могли не вызвать увлечения этой теорией, тем более, что очаги ее находились в районах с морским климатом, благоприятным для оледенения вообще. Надо учитывать также, что создалось целое учение о ложноледниковых (перигляциальных) образованиях и то, что называют мореной, очень часто может оказаться не мореной. Второе увлечение не пространственное, а временное. Я имею в виду ультрагляциалистические схемы (типа схемы Эберла). Тринадцать ледниковых эпох, подчас, рассматривают как достижение, три-четыре ледниковые эпохи — как консервативную тенденцию.

Оба преувеличения — пространственное и временное до известной степени ослабляют положение теории древнего материкового оледенения, их слабые стороны могут быть использованы для критики, хотя и безосновательной, самих основ ледниковой теории.

Явления древней органической жизни изучают, конечно, вне границ древних ледниковых покровов, т. е. в приледниковой полосе. В Западной Европе, благодаря ее малым размерам, представление о приледниковых условиях очень узкое. Имеется в виду очень сильное в прошлом охлаждающее влияние ледникового покрова на его предполье. Такое представление было достаточным до тех пор, пока больше всего изучали приледниковые условия самой Европы. Западноевропейские каноны охотно переносят в любые иные географические пояса, зоны и провинции, куда ледниковые влияния, даже косвенные, проникали ослабленными. Итак, имеется и в этом отношении преувеличение ледниковой теории. Так, например, для тропического и экваториального поясов (Флорида, Конго и т. д.) проблема древнего материкового оледенения очень интересная, но второстепенная проблема. Климатическое влияние материковых ледниковых покровов в Северо-Восточной Сибири, где их не было, проникало ослабленным. Примерная оценка (в градусах годовой температуры) показывает,

что изменчивость природных условий в четвертичном периоде была в сибирском центре (полюсе) холода в 20 раз меньше, чем в европейском центре оледенения и в 5 раз меньше, чем у края европейского ледникового щита.

Таким образом, возвращаясь к вопросу катастрофизма, следует дополнить сказанное выше следующим образом. Разрастание ледниковых покровов вызывало катастрофу в местах этого разрастания. Влияние ледниковых покровов было еще значительным в широкой полосе вокруг ледникового края. Полярная флора росла на расстоянии в 2 тыс. км от края ледника (вероятно, уже не только благодаря одному охлаждающему влиянию ледниковой поверхности). Но все это правильно главным образом для умеренных, субполярных и полярных широт обоих полушарий (и то, в основном, для ледниковых районов указанных широт). Ледниковое влияние было ослабленным в субтропических поясах, что же касается тропических и экваториального поясов, то оно было еще меньше и сказывалось только косвенно (плювиальные и межплювиальные эпохи). Во всяком случае в настоящее время далеко не ясен вопрос о следствии и причинах плювиальных и межплювиальных эпох. Существует предположение, что увлажнение климата Земли было причиной роста ледников.

Хорошо известно, как постепенно изменялась, например, четвертичная фауна экваториальной Африки, и тот, кто назовет оба эти изменения катастрофическими, сделает, конечно, непростительную ошибку.

Итак, в оценке катастрофизма, т. е. истоков существующих споров, не может быть принципиального компромисса, но должен соблюдаться дифференцированный подход, в зависимости от географического положения того или иного района.

В заключение отмечу значение палеокарпологического метода (П. И. Дорофеев). Он внес весьма много нового в нашу науку. Но интерпретация результатов станет более правильной, если приемы нашей работы будут неизменно сопоставляться и взаимно корректироваться. Любые методы, развиваемые обособленно и лишенные взаимного контроля, могут стать «неуправляемыми» и привести к ошибочным заключениям. Поэтому нам необходимо не ограничивать палеокарпологические исследования, а напротив, развивать их, как постоянное звено в комплексе других путей изучения четвертичных отложений.

Следовательно, необходимо заботиться о численном росте палеокарпологов для внедрения палеокарпологического метода, в качестве одного из главных сопряженных методов в основные лаборатории Советского Союза, изучающие новейшие отложения. В этом заключается один из позитивных выводов нашего обсуждения.

ВЫСТУПЛЕНИЕ П. И. ДОРОФЕЕВА

В докладе П. В. Гричука, посвященном обсуждению моей работы 1963 г., в выступлении Н. Я. Каца и во вступительном и заключительном словах акад. В. Н. Сукачева в адрес моей работы было сделано много упреков. Главным образом упрекали в том, что в работе не приведены данные пылецевого метода, что эти данные не учтены в общих рассуждениях по истории плейстоценовой флоры и даже в том, что я не работаю еще и пылецевым методом. Моя работа излагает только результаты палеокарпологических исследований. Других исследований по разрезам я не проводил, другими методами я не владею, да и не нахожу нужным их осваивать, так как не думаю, что одновременное овладение каким-либо вторым мето-

дом пойдет на пользу первому и тем более повысит качество обоих. В наши дни более или менее хорошо можно знать лишь что-либо одно. Упреки, сделанные мне на этот счет, я не считаю заслуживающими уважения.

Тем более, что и работа имеет более узкое название: «Новые данные....» и этим новым данным, полученным в результате нескольких лет трудоемкой работы, посвящена обсуждаемая работа, и эти данные в работе приведены; они оригинальны и новы. Обобщения делаются лишь в больших сводках, но и они, выполненные каким-либо узким специалистом, всегда страдают тем, что не учитывают полностью данных других специалистов и естественным в таких случаях дилетантизмом. Работы такого жанра писать трудно, да у нас их по плейстоцену еще нет. Работы же пыльцевиков, уже опубликованные по Белоруссии и Смоленщине, очень кратки и еще очень далеки от того, чтобы быть сводками и имеют массу своих дефектов. Обзору их нужно посвящать специальную статью, а каждую печатающуюся работу палеоботаника всегда ограничивают листажом, в которой едва укладывается собственный материал. К тому же в четвертичной палеоботанике до сих пор преобладали работы обзорные в ущерб фактическим, что, конечно, отрицательно сказалось на общем уровне палеоботанических исследований и на выводах, до того стройных, что трудно поверить, чтобы они опирались на конкретный фактический материал, обработанный всесторонне. Известные же сводки акад. В. Н. Сукачева 1936, 1938 гг. мною и цитируются и обсуждаются, и они несильно расходятся по многим выводам, сделанным в моей работе. Любой палеонтологический метод имеет свои особенности и свои недочеты. Широкая масса геологов, пользуясь услугами разных методов, берет от каждого лучшее. Безусловно, есть достоинства и у палеокарпологического метода. Очевидно, этими достоинствами объясняется повышенный интерес геологов к палеокарпологии.

Палеокарпологический метод более близок к палеситологии, чем пыльцевой, и вследствие этого более самостоятельный при определении возраста отложений и установлении типа ископаемых флор. Пыльцевые комплексы всегда более расплывчаты и намного менее стратиграфичны. Не случаен поэтому и интерес пыльцевиков к палеокарпологическим работам и даже к рукописным отчетам, так как самостоятельно решить задачи, поставленные геологами, они во многих случаях не могут. Есть, конечно, и очень хорошие и добросовестные пыльцевики, преимущественно работающие над древними отложениями, которые вполне самостоятельно, не заглядывая в чужие отчеты, решают и стратиграфические и палеогеографические задачи. Но все они работают много над формами, так как эволюция форм — основа всякой палеонтологии и стратиграфии. Большая же часть пыльцевиков-четвертичников ограничивается диаграммами и обобщенными комплексами, чего для современной науки уже недостаточно.

В трактовке каждой ископаемой флоры, приводимой в моей работе, и трактовке общего хода истории плиоценовой и плейстоценовой флоры Русской равнины мною сделаны большие отступления от традиционной. И только это обстоятельство сделало мою работу предметом обсуждения широкого собрания. Если бы она была сделана в традиционном духе, по отношению к ней, даже при наличии всех других недочетов, не было бы никаких претензий. Следовательно, все дело в трактовке фактов. Фактический же материал в моей работе изложен так, что им можно пользоваться с любой точки зрения, и это оговорено во введении. Материал, собранный немногими карпологами за последние годы, огромен. Он собран по совершенно новой методике, разработанной супругами Рид, П. А. Ники-

тиным и другими очень немногими лицами в сравнении с армией пыльцевиков.

Новый фактический материал уже не укладывается в рамки прежних схем. И в этом, с одной стороны, беда для тех, кто высказался иначе, но, с другой стороны, это явление естественно в развитии науки, так как она никогда не стояла на месте. Смело высказывался в 1940 г. по плейстоцену Западной Сибири П. А. Никитин, но итог его 16-летней работы над четвертичными флорами, изложенный в сравнительно небольшой статье, как-то замалчивается последующими исследователями, пришедшими в эту область.

Палеокарпологами (а не пыльцевиками) выявлено, что плиоценовый тип флоры на Русской равнине устанавливается с мзотиса и существует до акчагыла. Начиная же с акчагыла, именно с максимальной трансгрессии, флора Русской равнины представляется уже совсем лишенной даже последних экзотов, еще сохранявшихся в доакчагыльское время, и практически с акчагыла нужно начинать антропоген. Не соглашаясь с А. И. Москвитинным во многих положениях, касающихся собственно плейстоцена, палеокарпологические исследователи каким-то образом подтверждают его точку зрения об акчагыльском оледенении, так как именно с акчагыла флора Русской равнины заметно обновляется. С этого времени вполне возможно оледенение Арктики и горное. Во флорах апшерона даже в средней полосе Русской равнины проявляются первые представители бореально-арктического комплекса. В Мизерне-4, по В. Шаферу соответствующей концу тегеленского века, также представлены селлагинелла и сабельник в окружении современной карпатской флоры. Кромеерские лесные слои, несомненно, доминдельские, как и верхние слои Касл Идена в Англии, характеризуются современной английской флорой. Если рассматривать в качестве палеоботанических эквивалентов виллафранка флоры Касл Идена (нижнюю) в Англии, Тегелена — в Голландии, Ханау — в Эльзасе. Рипперсроды — в Тюрингии, Мизерна-3 — в Польше, то на Русской равнине этому ярусу будет соответствовать наша кинельская свита Татарии, Башкирии, Самарской Луки, Воронежской области (Кривоборье, Урыв. Чертовицкое), несомненно, доакчагыльская. Кинельские флоры довольно резко сменились акчагыльскими, акчагыльские незаметно перешли в апшеронские, а последние уже мало отличаются от миндельских. Развитие флоры в плиоцене показывает, что наиболее существенные события в ее истории, которые обычно приписывались воздействию плейстоценового оледенения, фактически в своей основе произошли еще в плиоцене.

В минделе бореально-арктические элементы зафиксированы по всей Русской равнине, в том числе и на нижнем Дону, Нижней Волге, в Прикаспии. Это — наибольшее свидетельство ледниковой эпохи, зафиксированные за весь плейстоцен и, возможно, даже за апшерон, так как апшеронские флоры известны только в средней полосе, но они вполне и в таком же составе, как и в минделе, возможны и на крайнем Юго-Востоке Европейской части СССР. И эти результаты впервые получены палеокарпологами, а пыльцевики нашли свой ледниковый комплекс уже позднее. Со второй половины миндель-рисса бореально-арктические виды исчезают во флорах юго-востока, но сохраняются в средней полосе до вюрма. Только после вюрма они уходят в области современного распространения. Бореально-арктический комплекс проходит и через миндель-рисс и через рисс-вюрм: чередование ледниковых и межледниковых комплексов практически как-то все же не подтверждается. Это чередование не только не наблюдалось где-либо в одном разрезе, но и вообще не фиксируется общим ходом истории флоры Русской равнины. Это не закономерность, как обычно считают. Отложения с флорами ледникового типа в разрезах Русской равнины пре-

обладают. Флор, более или менее соответствующих названию межледниковых, очень мало: для миндель-рисса — древнеэвксинская на Маныче и лихвинская — на Оке, для рисс-вюрма — пока только самострельниковская. Ледниковые флоры известны лишь для минделя (Юго-Восток Европейской части СССР) и для вюрма (средняя полоса Русской равнины). Рисские флоры еще вообще не обнаружены.

Все ледниковые флоры смешанные. Расшифровывать их очень трудно, но крайне необходимо, так как и они каким-то образом свидетельствуют об условиях седиментации, о климате, о растительном покрове и о плейстоценовой эпохе в целом. Во многих случаях это просто смешанные флоры с массой переотложенного материала. И это не только особенность семенных флор, так как во многих случаях смешанными оказываются и пыльцевые флоры. И если палеокарпологи уже в состоянии отличить третичный материал от четвертичного, то в пыльцевых и четвертичных комплексах еще фигурируют всевозможные глейхении и подокарпусы, равноценные динозаврам, или таксодиум, секвойя, нисса, аналогичные индрикотериям среди хазарских быков, лошадей, оленей. От простого смешения следует отличать комплексность флор. В отложениях потоков она проявляется резче, что естественно, так как в таких флорах, даже при абсолютной синхронности минерального субстрата и растительного материала, всегда представлены виды из нескольких, иногда самых разнохарактерных местообитаний. Торфы, илы и глины включают растительный материал от близких к водоему, в большинстве случаев очень однообразных сообществ. Но и эти флоры с автохтонным и несомненно синхронным материалом уже во многих случаях оказывались комплексными. Древние, доплиоценовые флоры представляются более однородными, что объясняется меньшей контрастностью зон и областей того времени в сравнении с настоящим временем, хотя во всех флорах и всегда в какой-то степени имело место смешение возрастных, формационных, ландшафтных и других элементов. Современная флора Русской равнины также комплексна. Ботаники, начиная с прошлого века, находили в ней и третичные и ледниковые реликты, сохранившиеся в нетипичном для них окружении. И эта комплексность и, конечно, в какой-то степени смешение представителей разных зон и ландшафтов, фиксируемое даже в современной флоре, свидетельствуют о значительно большем смешении их в плейстоцене. Смешение же само по себе, именно широкое расселение бореально-арктических видов и сохранение среди них реликтов, прежде всего свидетельствует о каком-то нетипичном состоянии растительного покрова в плейстоцене в сравнении с современным.

Плейстоценовая фауна, по данным В. И. Громова, также комплексна. В ее составе больше экзотов. В смешанном комплексе она появляется позже — от рисса до вюрма, но соответствует, как и флора, единой ледниковой эпохе. В составе фауны, хотя и участвуют северные и даже арктические виды, но в целом она также не воспроизводит настоящей тундры.

Смешанные флоры появились в результате похолодания, сначала в Арктике и в альпийском поясе гор, а затем и на равнинах средних широт. Бореально-арктические виды внедрялись в старые плиоценовые формации и в течение какого-то времени сосуществовали, возможно, лишь в разных фациях. Особенно благоприятными для такого сосуществования были условия лесной зоны.

В сравнении со всей предыдущей геологической историей эпоха от конца плиоцена до вюрма представляется весьма необычной, так как к началу ее уже почти в современном виде сформировалась арктическая флора, заселившая арктические острова и северные окраины материков, где в девоне-карбоне, в течение всего мезозоя и в палеогене процветали

богатые и совсем не арктические флоры. Арктическая флора молода лишь в геологическом отношении, истоки же ее уходят, по крайней мере, к миоцену. Это время от начала формирования арктической флоры и есть ледниковая эпоха в широком смысле. И эта эпоха не кончилась в вюрме, так как покровные и горные ледники и аркто-альпийская флора сохранились до настоящего времени. В чистом виде арктические флоры никто не находил в средних широтах, хотя отдельные ее элементы зафиксированы даже в современных степных районах. Поэтому покровные и горные ледники в отрезке от апшерона до вюрма, очевидно, были больше современных.

Палеоботаника подтверждает похолодание в северном полушарии, вымирание теплоумеренной флоры, процветавшей в Арктике до палеогена, и смену ее современной арктической флорой. Одновременно происходила смена и в умеренных широтах, но повсюду эта смена шла медленно, охватив большой промежуток времени, по крайней мере от начала миоцена. К нижнему — среднему плиоцену, судя по флоре с р. Курейки, на севере Евразии сформировались основные элементы современной арктической флоры, которые к верхнему плиоцену уже проникли в среднюю полосу Русской равнины, а возможно, и еще южнее. К верхнему плиоцену флора Русской равнины стала современной в своей основе. В течение плейстоцена во флоре Русской равнины уже никаких существенных перемен не произошло, но в ней еще долго сохранялись единичные реликты третичной флоры; немногие, ныне более южные виды встречались несколько севернее; широко были распространены аркто-альпийские виды; несколько южнее современных границ встречались таежные и бореально-арктические виды. По крайней мере, значительная часть современной европейской флоры здесь же на равнине оставалась в течение всей ледниковой эпохи.

ВЫСТУПЛЕНИЕ В. Н. СУКАЧЕВА

Выступившие товарищи, на мой взгляд, правильно осветили как положительные стороны трех рассматриваемых на этом заседании работ П. И. Дорофеева, М. В. Клокова и В. Н. Васильева, так и их существенные недостатки.

Мне хотелось бы прежде всего отметить то, что когда начинающий исследователь делает те или иные необоснованные выводы, то они обычно не имеют большого значения для дальнейшего развития науки. После компетентного вскрытия их ошибочности, эти взгляды быстро теряют свое значение. Совершенно иное дело, когда неверные суждения высказываются в печати авторами, зарекомендовавшими себя крупными исследователями, известными ценными трудами, приобретшими уже научный авторитет. В этом случае авторы несут большую ответственность за свои опубликованные взгляды, так как к ним прислушиваются, и они могут оказать весьма существенный вред на дальнейшее развитие данной отрасли знания. Такие взгляды должны подвергаться обсуждению и критике как на открытых собраниях ученых, так и в печати.

Три ученых, статьи которых мы сегодня рассматриваем, относятся именно к этой категории. В частности, П. И. Дорофеев широко известен как в СССР, так и за рубежом своими многочисленными трудами по флоре четвертичного и третичного периодов.

Поэтому мы считали необходимым обсудить в заседании Комиссии по изучению четвертичного периода взгляды по общим вопросам, высказанные

ные П. И. Дорофеевым, М. В. Клоковым и В. Н. Васильевым в их статьях, и просили их принять участие в этом обсуждении.

Со своей стороны, я прежде всего хотел бы отметить, что нынешний период разработки крупных научных проблем, касающихся изучения природы, характеризуется стремлением разрешать эти проблемы комплексным приемом, с привлечением методов различных наук. Это целиком относится к проблемам четвертичного периода, которые, как известно, особенно сложны, и многие из них весьма дискуссионны. При решении их совершенно необходимо использовать методы геологии, геоморфологии, палеоклиматологии, палеоботаники, палеозоологии, археологии и других наук. Чем шире и разнообразнее привлекаемые методы для решений этих проблем, тем более надежны будут эти решения.

Поэтому существенным недостатком работ П. И. Дорофеева является признание им только одного палеокарпологического метода при сознательном игнорировании и даже пренебрежении другими методами, что так решительно было заявлено им не только в рассматриваемом его труде, но и в сегодняшнем выступлении.

Надо всячески внедрять в практику изучения ископаемых флор, в том числе и антропогенных, всеми возможными методами, определение остатков всех частей высших растений (семян, плодов, листьев, древесины, остатков эпидермиса, пыльцы, спор и т. д.), а также определение водорослей (особенно диатомовых), мхов и др.

Для выяснения истории флор квартера важное значение имеет также применение ботанико-географического метода.

При современной специализации наук трудно быть хорошо ориентированным в разных отраслях даже одной науки. Поэтому при указанных исследованиях, когда ученый сам не располагает достаточными знаниями и опытом в этих разделах наук, необходимо привлечение других специалистов к обработке собранных растительных остатков. Поэтому никто не обвиняет П. И. Дорофеева в том, что он сам не производит спорово-пыльцевых анализов, сосредоточив все свое внимание на разработке и применении карпологического метода, которым он мастерски владеет. Но совершенно недопустимо для ученого относиться отрицательно к тем методам, которыми он не владеет, но которые с успехом применяются другими учеными. Крайне необходимо общие выводы, полученные одним палеоботаническим методом, проверять, по возможности, другими палеоботаническими, археологическими и прочими методами. Совершенно обязательно полученные выводы также сопоставлять и согласовывать с данными геологии, геоморфологии, литологии и с результатами определения абсолютного возраста отложений.

Никак не может быть оправдано сугубо отрицательное отношение П. И. Дорофеева к спорово-пыльцевому методу, который, по его мнению, ныне «мало общего имеет с настоящей палеонтологией», а данные, полученные этим методом, изображаются, как он пишет, «в виде совершенно нечитаемых диаграмм и рассуждений, на их основанных».

Если автор считает, что тот или иной метод имеет недостатки, то их надо обстоятельно показать, а не голословно его охаивать и прямо с плеча отбрасывать, как это делает П. И. Дорофеев в отношении спорово-пыльцевого метода.

Несомненно, спорово-пыльцевой анализ является одним из важнейших палеоботанических методов, как и карпологический.

За последние сорок лет, как известно, спорово-пыльцевой метод весьма плодотворно использован в тысячах работ в разных странах и дал чрезвычайно много для выяснения истории развития как флор, так и растительности, особенно для третичного и четвертичного периодов. Будущее

этого метода, по мере более широкого использования электронного микроскопа и других методов микроскопии, обещающих возможность определения пылцы и спор до вида растений, чрезвычайно велико.

О том, что определенные одним исследователем споры и пыльца обычно не сохраняются и сообщаемые результаты их определения проверить невозможно, приходится сожалеть, однако, проведенные повторно спорово-пыльцевые анализы другими лицами тех же самых отложений, как правило, подтверждающими сообщенные уже в печати данные. Крайне желательно снабжать результаты спорово-пыльцевых анализов микрофотоснимками спор и пыльцы, что ныне отчасти и делается. Я уже не говорю о том, что для выяснения истории флоры и растительности много дает определение пылцы и спор древесных и некоторых травянистых растений до рода, что осуществляется легко и надежно и не требует специальной проверки.

Выступавшие здесь уже отметили необоснованность утверждения П. И. Дорофеева о «смешанных» ископаемых флорах, т. е. наличие остатков более северных и более южных растений в ледниковых и межледниковых отложениях. Я совершенно согласен с Е. Н. Анановой, обратившей внимание на то, что ископаемые «смешанные» флоры могут быть разного происхождения. Часто эта смешанность есть следствие перетолжения части спор и пыльцы из более древних отложений. Могут быть и другие, как указала Е. Н. Ананова, причины этого явления. Во всяком случае, как правило, межледниковые и ледниковые ископаемые флоры, если исключить перетолженные растительные остатки или случайно попавшие в исследуемые отложения, сильно отличаются по своему составу. Крупным недостатком палеокарпологической методики, применяемой П. И. Дорофеевым, является то, что он не обращает должного внимания на тщательное, строго послойное взятие образцов из исследуемых отложений (см. хотя бы то место его работы, где говорится о вюрмской флоре с. Дречалуки Витебской обл. на стр. 43).

Этот недостаток свойствен был и его учителю П. А. Никитину (см. работу П. А. Никитина и П. И. Дорофеева: «Четвертичная флора района г. Новохоперска». — Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР. 1947, № 17).

Если не соблюдать это элементарное правило при всяких палеоботанических исследованиях, то будут ликвидированы все преимущества приемов массового выделения растительных остатков из включающих их отложений. Выводы же из фактических материалов, собранных без соблюдения этого условия, могут оказаться совершенно ошибочными. Работая так, можно пооткрывать какие угодно «смешанные» флоры.

Учитывая это, нельзя считать хотя бы сколько-нибудь убедительно доказанными высказывания П. И. Дорофеева, что флора Русской равнины в течение антропогена развивалась спокойно и очень постепенно и тем более без всеобщих катастроф. В соответствии с этим мнением П. И. Дорофеев высказывает неожиданное и столь же необоснованное заключение, что если и можно говорить о ледниковой эпохе в плейстоцене, то только об одной, которая должна охватывать время «от минделя (возможно, даже от апшерона) до вюрма...».

Такие бездоказательно декларируемые взгляды, при полном игнорировании установленных в геологии фактов, могут принести большой вред развитию нашей науки.

Более чем странное впечатление производит высказанное П. И. Дорофеевым на данном заседании утверждение, что «чередование ледниковых и межледниковых комплексов практически как-то все же не подтверждается. Это чередование не только не наблюдается где-либо в одном разрезе, но и вообще не фиксируется общим ходом истории флоры Русской равни-

ны». «Отложения с флорами ледникового типа в разрезах Русской равнины преобладают. Флор, более или менее соответствующих названию межледниковых, очень мало». «Для рисс-вюрма — пока только самострельниковская». Такие высказывания можно сделать, лишь полностью игнорируя всю большую литературу по межледниковьям, особенно по рисс-вюрму, опубликованную в последние десятилетия по Русской равнине. Как известно, для рисс-вюрма (микулинского века) хорошо выяснены последовательные фазы изменения растительного покрова, от более холодных флор в начале межледниковья к флорам более теплолюбивым с широколиственными древесными породами и затем снова к более холодным в связи с приближением вюрмского (калининского) ледника.

В. П. Гричук в своем выступлении убедительно показал на каком ненадежном фундаменте построены и выводы М. В. Клокова и В. Н. Васильева, отрицающие наличие ледникового периода в плейстоцене. К этому я должен добавить, что виды растений, которые считаются этими авторами эндемиками и реликтами с третичного периода, в большинстве своем являются «мелкими» видами. Они, в ряде случаев, в сущности не поднимаются в своем таксономическом ранге выше подвидов и даже экотипов. Поэтому такие «виды» могли образоваться на севере в течение послеледникового времени. Что же касается эндемичных для нашего или скандинавского севера видов берез, то надо иметь в виду, что в полосе лесотундры, где произрастают вместе карликовая березка и северные формы пушистой березы, получившие название извилистой березы и березы Кузьмищева, имеются многочисленные их гибриды, среди которых при желании можно установить ряд новых «видов». При этом у них, как это часто бывает у межвидовых гибридов, появляются отдельные признаки, отсутствующие у родительских форм и напоминающие признаки берез даже других секций.

К сожалению, в работах этих трех авторов чувствуется тенденциозное освещение или игнорирование известных фактов, противоречащих их взглядам. Так, например, М. В. Клоков пишет, что «никогда ни одного истинно арктического растения, равно как и альпийского, в ископаемых остатках четвертичного периода на территории Европейской части СССР обнаружено не было» (стр. 397). Помимо того, что автор сам же выше указывает, что в Ленинградской и Вологодской областях были найдены в четвертичных отложениях остатки полярной ивы и дриады, остатки настоящих тундровых растений в четвертичных отложениях были обнаружены Натгорстом в 1892 г. еще в Латвии и нами под Москвою в 1959 г. Нельзя также игнорировать остатки тундровых растений, обнаруженных в южной части современной лесной зоны в Западной Сибири еще в 1910 и 1934 гг.

Основной недостаток работ В. Н. Васильева и М. В. Клокова также как и П. И. Дорофеева, в том, что они, придя применяемыми ими методами к выводам, противоречащим выводам, полученным другими учеными и другими методами, вместо того чтобы глубоко и разносторонне проанализировать причины расхождения в этих выводах, просто отбрасывают все достижения, приобретенные другими науками и методами, заявляя об их ложности. Такой путь решения научных проблем должен быть решительно осужден.

СОДЕРЖАНИЕ

К. В. Никифорова, Н. В. Рентартеп, Н. А. Константинова. Антропогенные формации юга Европейской части СССР	3
Л. Смоликова, В. Ложек. Стратиграфическое и палеоклиматическое значение четвертичных ископаемых почв Средней Европы	26
Г. С. Ганешин, И. И. Краснов. Международная карта четвертичных отложений Европы в масштабе 1:2 500 000	47
Ю. В. Булава, В. С. Трофимов. Некоторые закономерности распределения тяжелых минералов в современных пляжевых отложениях на северном побережье Черного моря	58
И. И. Лысенко. К стратиграфии древнечетвертичных галечников Степного Крыма	72
В. Е. Гарутт, И. Н. Сафронов. Находка скелета южного слона <i>Archidiskodon meridionalis</i> (Nesti) близ г. Георгиевска (Северный Кавказ)	79
Э. И. Лосева. Диатомовые водоросли из бореальных отложений бассейна р. Пёзы	89
И. А. Шамрай, П. П. Кохановский, С. Н. Коптелова. Минералогические и структурно-петрографические типы и провинции лёссовидных пород Нижнего Дона, Южных Ергеней и Северного Предкавказья	100
Г. В. Обедянцева. Границы и характер оледенений на востоке центральной части Русской равнины	111
А. И. Гайгалас, А. В. Раукас. Распространение руководящих валунов в плейстоценовых моренах Прибалтики	128
С. А. Несмеянов. К вопросу о стратиграфических схемах четвертичных отложений Западного Тянь-Шаня (в связи с существующими представлениями о развитии эрозионных циклов)	136
А. В. Мишина. О времени и причинах колебаний уровня озера Иссык-Куль в антропогене	145

Научные новости и заметки

Л. В. Зорин. Отражение роли климата и возраста в минералогических спектрах аллювия	154
А. В. Власенко, С. М. Лавров. Каменные кольца в районе верхнего течения р. Джиды и условия их образования	159
Л. И. Алексеева и В. Е. Гарутт. Новые данные об эволюции словцов рода <i>Archidiskodon</i>	161
Э. А. Вангенгейм и К. К. Флеров. Широколобый лось (<i>Alces latifrons</i>) в Сибири	166
Н. А. Константинова. Находка остатков <i>Archidiskodon gromovi</i> Garutt et Alexeeva из нижнелевантинских (нижнепоратских) отложений юго-западной части территории СССР	171

Потери науки

Софья Георгиевна Мирчинк	176
------------------------------------	-----

Хроника

Заседание Комиссии по изучению четвертичного периода, посвященное истории флоры и растительности в связи с проблемой плейстоценового оледенения	178
Л. Н. Вознячук. К вопросу о стратиграфическом и палеогеографическом значении плейстоценовых флор Белоруссии и Смоленской области	178
В. П. Гричук. История флоры и проблема плейстоценового оледенения (обзор статей IV выпуска «Материалов по истории флоры и растительности СССР»)	188
Выступление Н. Я. Каца	191
Выступление К. К. Маркова	192
Выступление П. И. Дорофеева	196
Выступление В. Н. Сукачева	200

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
42	16 св.	так же	так же, как
145	20 сл.	не считаем	считаем
147	1 сл.	В. В. Шумов	С. С. Шульц