АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

XXII

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И НОВЕЙШАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ АЛТАЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

XXII

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И НОВЕЙШАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ АЛТАЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1963

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

Э. И. РАВСКИЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение четвертичных (антропогеновых) отложений Алтая имеет сравнительно давнюю историю. Многие современные представления о геологическом развитии горного пояса Южной Сибири возникли и сформировались на алтайских материалах. Во многих отношениях Алтай и доныне является территорией, с которой сравниваются другие области Советской Азии в отношении стратиграфии четвертичных отложений и четвертичной тектоники.

Особенно широко развернулись работы по изучению четвертичных образований в последние годы в связи с проведением геологического картирования, разведкой и освоением ряда месторождений полезных ископаемых и оценкой геологических условий для возведения инженерных сооружений. При этом накоплен обширный новый фактический материал, в том числе и буровой. В настоящем сборнике представлены работы, основанные на данных исследований последних лет.

Основные вопросы, которые рассматриваются в том или ином аспекте, почти во всех статьях касаются характера и множественности оледенений Горного Алтая и их отражения в осадках и рельефе приледниковых районов; во многих статьях затронута проблема новейших тектонических движений гор и предгорий. Наиболее полно эти данные изложены в статьях О. А. Раковец и Г. А. Шмидт, Е. В. Девяткина, Н. А. Ефимцева, Ю. П. Селиверстова и И. С. Чумакова.

Несколько статей имеет преимущественно стратиграфический характер. В статьях Е. В. Девяткина и И. С. Чумакова изложены материалы собственных наблюдений и критически суммированы все известные данные по поздненеогеновым и раннечетвертичным образованиям Горного и Рудного Алтая, которые и выделены в качестве эоплейстоценовых. Изучение условий их залегания, строения и состава, связи с рельефом и захороненных в них ископаемых органических остатков позволило не только осветить особенности геологического развития Алтая в эоплейстоцене, но и наметить положение этого комплекса отложений в общем разрезе отложений четвертичной системы.

Стратиграфическое разделение четвертичных образований Предалтайской равнины, сделанное на основе геологической съемки и бурения, излагается в статьях О. М. Адаменко и А. М. Малолетко. В этих же статьях намечены и основные этапы эволюции географической среды.

Кроме этих традиционных для четвертичной геологии Алтая вопросов, поставлены на обсуждение и вновь возникшие вопросы и с большей или меньшей полнотой предложено их решение. К числу таких вопросов относится положение границы между осадками неогеновой и четвертичной систем (О. М. Адаменко, Е. В. Девяткин и И. С. Чумаков).

В ряде статей рассматриваются более частные вопросы, имеющие, однако, важное значение для четвертичной геологии Алтая. И. Г. Лискун приводит данные о вещественном составе, строении и происхождении эоплейстоценовых отложений по р. Кубадру, относимых ранее к древнейшей (миндельской) морене. Н. И. Кригер и В. Е. Рясина рассматривают происхождение лёссов Рудного Алтая и характеризуют погребенные почвы Приобья.

Различие в тематике, в подходе, в специальности исследователей, в задачах, ставившихся перед ними, не могло не сказаться на различии их мнений и выводов. Поэтому во многих существенных вопросах, получивших освещение в сборнике, отмечается большое различие точек зрений. К примеру, вопрос о существовании раннечетвертичного — башкаусского — оледенения решается взаимоисключающими друг друга способами. То же можно сказать о стратиграфической номенклатуре, о числе ледниковий и межледниковий и даже о самом существовании последних и ряде других вопросов.

За всем этим нельзя не видеть того, что идет бурное накопление фактических знаний о четвертичной геологии Алтая, которые в ряде случаев не укладываются в рамки господствовавших до недавнего времени представлений.

Статьи в сборнике сгруппированы по региональному признаку. Сначала идут работы по Горному Алтаю, а затем по Рудному Алтаю и по Предалтайской равнине, переходной к Западно-Сибирской низменности.

Комиссия по изучению четвертичного периода Академии наук СССР публикацией этого сборника надеется удовлетворить интерес к вопросам четвертичной геологии Алтая и показать прогресс в их изучении, а также предоставить возможность для опубликования результатов своих работ ряду молодых исследователей как из научных, так и из производственно-геологических учреждений.

ГОРНЫЙ АЛТАЙ

О. А. РАКОВЕЦ и Г. А. ШМИДТ

О ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЯХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Подавляющее большинство исследователей Горного Алтая приводит достаточно убедительные данные о существовании на этой территории двух четвертичных оледенений, разделенных межледниковой эпохой, сопровождавшейся проявлением тектонических движений (Яковлев, 1909; Обручев, 1915; Нехорошев, 1930, 1932; Аксарин, 1937; Бубличенко, 1939 и др.), и считает, что первое из этих оледенений, развиваясь в условиях слаборасчлененного рельефа, было максимальным, покровным, а второе имело горнодолинный характер. В период увлечения альпийскими схемами были опубликованы работы, доказывающие четырехкратное древнее оледенение Горного Алтая. К ним относятся исследования А. М. Кузьмина (1929), К. Г. Тюменцева (1936), Б. Ф. Сперанского (1937), С. Ф. Дубинкина (1940), Л. А. Рагозина (1945). При этом выводы авторов были построены главным образом на геоморфологическом материале.

После изучения кайнозойских образований Горного Алтая и его предгорий к выводу о четырехкратном оледенении этой территории пришла и Е. Н. Щукина (1952), разделив четвертичные отложения на несколько горизонтов, соответствующих оледенениям — башкаусскому (нижнечетвертичному), катунскому (среднечетвертичному) и двум верхнечетвертичным (майминскому и аккемскому). В более поздней работе Е. Н. Щукина (1960) учла новый фактический материал, собранный в последние годы, и помимо эоплейстоценового [1] — башкаусского — оледенения выделяет два нижнеплейстоценовых — катунское и майминское. К верхнему плейстоцену она относит чибитское оледенение и мёнский стадиал. Сторонниками трехкратного оледенения Горного Алтая являются А. И. Москвитин (1946) и Ю. П. Селиверстов (1959). Н. А. Ефимцев (1961) пришел к выводу о наличии в Восточном Алтае и Западной Туве следов двух оледенений.

Как видно из приведенного краткого обзора, до настоящего времени отсутствует единое мнение о возрасте, количестве и типах древних оледенений Горного Алтая. В 1952—1960 гг. на этой территории проводились геологосъемочные работы сотрудниками Алтайской экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ). Новый фактический материал, собранный в процессе этих исследований, проводившихся с широким применением аэрофотоматериалов, позволил уточнить стратиграфию ледниковых отложений, распределение их и соответствующих форм рельефа на территории Горного Алтая и составить прилагаемую ниже схему распространения оледенений в четвертичное время (рис. 1). Схема составлена по материалам Алтайской экспедиции ВАГТ с привлечением данных Н. А. Ефимцева, А. Н. Ивановского, Ю. П. Селиверстова и Е. Н. Щукиной. Следует отметить, что схема носит предварительный характер. Особенно

[1] По схеме В. И. Громова (Громов и др., 1958).

это касается площадей распространения верхнечетвертичного оледенения в северо-восточных районах Алтая (верховье рек Чульчи, Шавлы и др.), где следы его недостаточно четко отделяются от следов более древнего, среднечетвертичного, оледенения.

Ледниковые формы рельефа и ледниковые отложения на территории Горного Алтая распределены неравномерно. В большинстве случаев они имеют четкие соотношения и различаются по степени сохранности. Это позволяет установить разновременность проявления ледниковых явлений и реконструировать различные типы древних оледенений, обычно обусловленные местной орографической и климатической обстановкой. В зависимости от характера следов древних оледенений, занимаемой ими площади и степени сохранности территорию Горного Алтая можно разделить на несколько районов:

1. Чулышманский район, охватывающий в основном бассейн Чулышмана и часть бассейна Большого Абакана;
2. Укокский район, включающий в себя плоскогорье Укок, высокие междуречья Бухтармы и верхней Катуни и обращенные к ним склоны хребтов Катунского, Южно-Чуйского, Южного Алтая и Сайлюгема;
3. Северо-восточный склон Шапшальского хребта;
4. Чуйский район, охватывающий бассейн р. Чуи;
5. Катунский район (северный склон Катунского хребта и долина р. Катуни ниже Уймонской степи);
6. Хребты: Листвяга, Теректинский, Холзун, Иолго и Сумультинский (западный и северный склоны);
7. Хребты Северо-Западного Алтая — Тигирекский, Бащелакский, Коргонский, Семинский.

Во всех перечисленных районах, главным образом по геоморфологическим признакам, отмечаются в основном следы двух оледенений, которые по изложенным ниже предварительным данным отнесены к максимальному (среднечетвертичному) и постмаксимальному (верхнечетвертичному) оледенениям. Стратиграфический анализ, кроме того, позволяет выделить ледниковые отложения и третьего — нижнечетвертичного — оледенения, ранее установленного Е. Н. Щукиной. Остановимся на наиболее характерных примерах, где можно видеть соотношения ледниковых форм и отложений максимального и постмаксимального оледенения в пределах каждого района.

Чулышманский район, расположенный в пределах Северо-Восточного Алтая в бассейнах рек Чулышмана и Большого Абакана, в целом имеет высокогорный рельеф, для которого типичны альпийские горные хребты (Шапшальский, Курайский, Сумультинский), высокие нагорья (Чулышманский хребет, Чулышманское плоскогорье) с крупными останцовыми горными массивами (Куркуре-Бажи и др.) и межгорные впадины (Улаганская, Джулукульская и др.).

Свидетелями древнего оледенения альпийских хребтов и останцовых массивов являются многочисленные кары и троги. Троги имеют четко выраженные края и разделяются узкими гребнями без следов ледниковой экзарации. Слаборасчлененная поверхность высоких нагорий с абсолютными высотами 2100—2400 *м* и врезанные в нее на глубину до 800 *м* речные долины также несут отчетливые признаки древнего оледенения. В пределах нагорий, где повсеместно встречаются эрратические валуны, участки ледниково-экзарационного рельефа чередуются с пологими низкими междуречьями, одетыми чехлом морены, со сглаженным холмистым рельефом и многочисленными запрудными озерами. Наибольшим развитием ледниковые отложения пользуются в пределах межгорных котловин и долин. Долины крупных рек, в том числе и Чулышмана, на значительном протяжении имеют трогообразный поперечный профиль без четко выраженных бровок со склонами, постепенно переходящими в междуречья. Подоб-

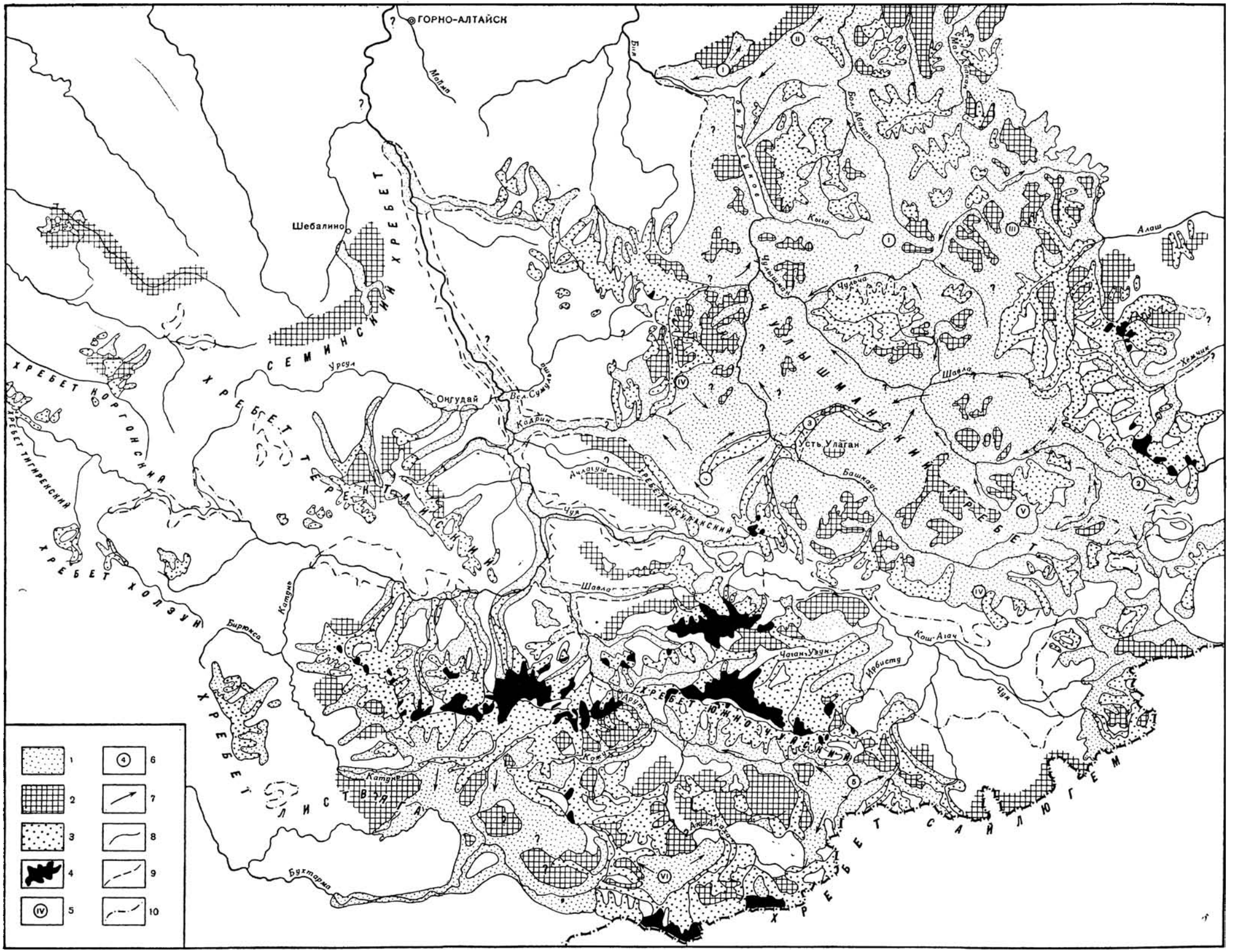


Рис. 1. Схема распространения оледенений в Горном Алтае в четвертичное время

1 — площади распространения льда в эпоху максимального оледенения (среднечетвертичное время); 2 — площади распространения фирна и пассивного льда в эпоху максимального оледенения; 3 — площади распространения льда в эпоху постмаксимального оледенения (верхнечетвертичное время); 4—площади, занятые современными ледниками; 5 — местные центры оледенения на плоских водоразделах: I — Ойерский; II — Албасский, III — Иерихольский, IV — Джундукский, V — Каракемский, VI — Укокский; 6 — ледоемы: (1)— Сайгонышский, (2) — Джулукульский, (3)— Улаганский, (4) — Сорулуккольский, (5) — Тархатинский; 7 — направление движения льда в эпоху максимального оледенения; 8 — границы оледенений, прослеженные; 9 — то же, непрослеженные; 10 —граница максимального распространения озерных бассейнов

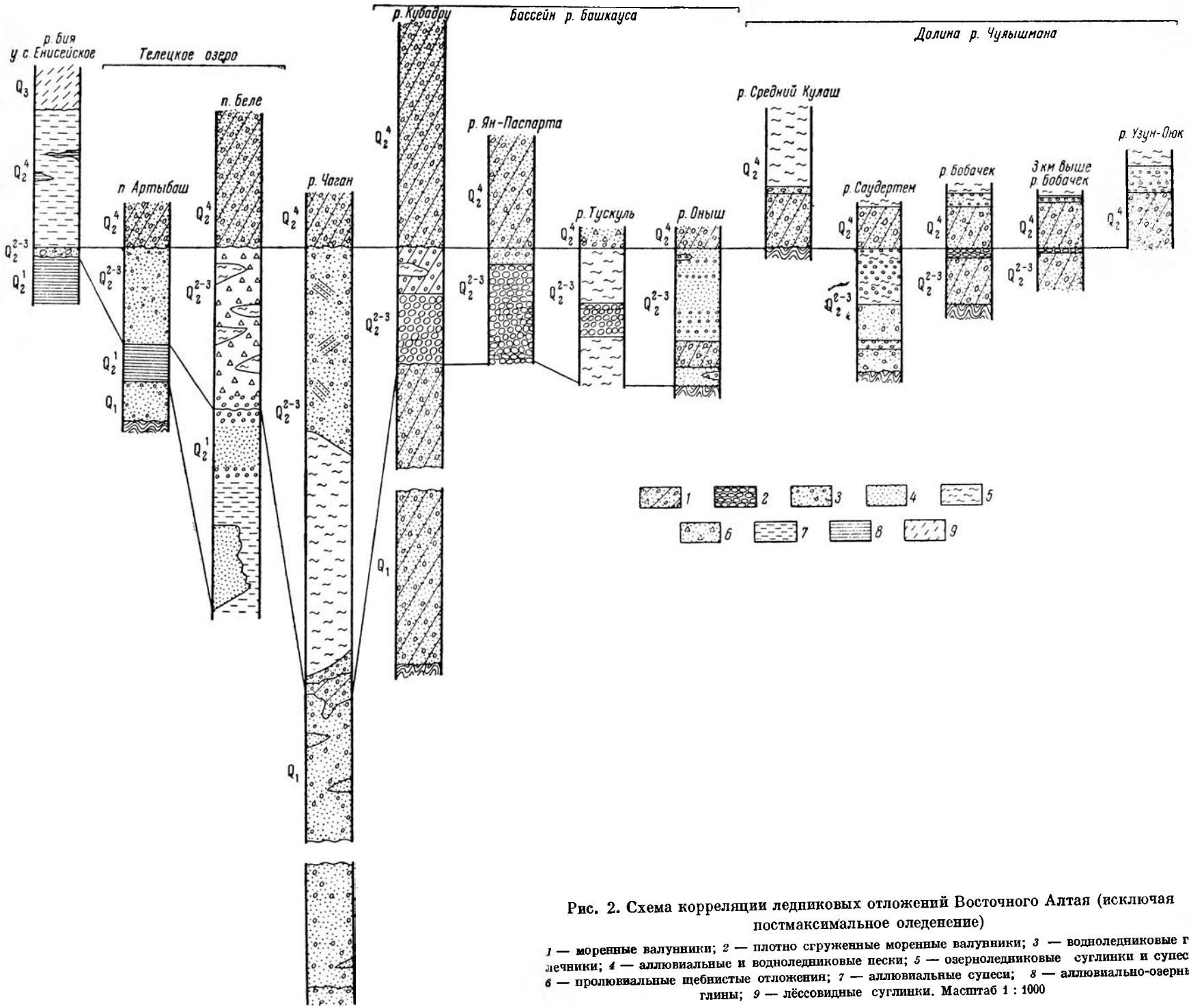


Рис. 2. Схема корреляции ледниковых отложений Восточного Алтая (исключая постмаксимальное оледенение)

1 — моренные валунники; *2* — плотно сгруженные моренные валунники; *3* — водноледниковые галечники; *4* — аллювиальные и водноледниковые пески; *5* — озерноледниковые суглинки и супеси; *6* — пролювиальные щебнистые отложения; *7* — аллювиальные супеси; *8* — аллювиально-озерные глины; *9* — лёссовидные суглинки. Масштаб 1 : 1000

ная морфология долин и характер распределения следов экзарации и аккумуляции на склонах и водоразделах не дают никаких оснований отделять моренные накопления междуречий от ледниковых отложений долин и разделять во времени покровный и долинный типы древнего оледенения, что было отмечено еще М. С. Калецкой в 1937 г.

С наибольшей полнотой разрез ледниковых отложений этого района представлен в пределах Улаганской котловины по левому притоку Башкауса — р. Кубадру, где впервые был описан Е. Н. Щукиной в 1952 г.

В отвесном обрыве левого склона долины р. Кубадру в основании разреза (рис. 2) на коренных породах залегают валуны, заключенные в бурую песчанистую супесь, составляющую 15—20% общей массы породы. Валунный материал беспорядочно сгружен, только местами наблюдаются быстро выклинивающиеся линзы мелкозема. Средний размер валунов — 0,1—0,2 *м*, наиболее крупные достигают 1,5 *м* в диаметре. При этом количество крупных валунов увеличивается вверх по долине р. Кубадру и ее притокам. Бо̀льшая часть валунов сильно выветрела и имеет бурую окраску. Гранитоиды легко распадаются на составные части, сланцы — на хрупкие пластинки. Валуны состоят исключительно из пород, слагающих гребневую часть и северный склон Курайского хребта. Аналогичное (северо-восточное) направление сноса обломочного материала было установлено Г. Ф. Лунгерсгаузеном при изучении ориентировки длинных осей валунов и их наклонов. Мощность отложений достигает 90 *м*. Описанные выше образования были отнесены Е. Н. Щукиной к морене нижнечетвертичного (башкаусского) оледенения.

Размытую поверхность башкаусской морены покрывает горизонт плотно сгруженного валунника (катунский горизонт по Е. Н. Щукиной) мощностью 10—15 *м*, сцементированного небольшим количеством песка, гравия и тонкой светло-серой супеси («ледникового ила»). В составе обломочного материала этого горизонта, так называемой валунной морены, преобладают породы, развитые на Курайском хребте. Размеры валунов колеблются от 10—15 см до 1,5—2 *м* в диаметре.

Выше по разрезу следуют гравийно-галечные отложения мощностью 1,5—2 *м* с линзами озерноледниковых ленточнослоистых супесей, заключающих характерные карбонатные конкреции, и еще выше — типично моренные отложения (майминский горизонт Е. Н. Щукиной) мощностью до 50 *м*. В составе валунов этого горизонта, так называемой суглинистой морены, преобладают актинолитовые сланцы нижнего кембрия (до 45%) и гранитоиды Каракудюрского интрузивного массива, слагающие водораздельные высоты западнее Улаганской впадины. Все отмеченные горизонты ледниковых отложений разорваны и опущены не менее чем на 50 *м* по отношению к тем же горизонтам, слагающим основной склон долины. Опущенная часть склона, т. е. выраженный в рельефе сброс, представляет собой террасовидный уступ шириной 150—200 *м* и высотой 50—70 *м*.

К правому склону долины прислоняются узкие террасы высотой от 7 до 25 *м*. Верхняя из них переходит в систему конечноморенных валов, расположенных в приустьевой части долины р. Кубадру. С внешней стороны к валам примыкает терраса высотой 20—25 *м*, образующая вместе с 10—14-метровой террасой расширенную часть долины Башкауса. Обе террасы сложены водноледниковыми галечниками и валунниками. Поверхность их на аэрофотоснимках имеет характерный мелкоструйчатый рисунок. Эти террасы прислоняются к террасовидным уступам высотой 45—50 *м*, выше которых склоны долины Башкауса, так же как и прилегающие к ним междуречья, обработаны ледником — выступы коренных пород сглажены и имеют характер курчавых скал, промежутки между ними затянуты маломощным плащом моренных накоплений. Местами на морене и коренных склонах до абсолютной высоты 1400 *м* прослеживаются

узкие озерные терраски. Они заметны в обоих склонах долины р. Большой Улаган и его притоков. Особенно четко террасирован склон, обращенный к Башкаусу у с. Чибиля, где число террасок достигает 15. Подобные формы связаны с абразионной деятельностью озера, заполнявшего Улаганскую впадину до указанной высоты. Период столь высокого уровня озера был, видимо, очень коротким, на что указывает отсутствие соответствующих отложений. Уступы высотой 40—50 *м* соответствуют днищу древнего трога Башкауса, особенно четко выраженного выше и ниже расширенной части долины. В обрыве этого уступа у с. Чибиля обнажается белесая суглинистая морена мощностью 15—16 *м*, аналогичная верхнему горизонту суглинистой морены в обрыве левого склона долины р. Кубадру. Ниже следует небольшая пачка отчетливо слоистого валунно-галечного материала с прослоями гравия, грубых песков и тонких супесей озерноледникового типа. Они перекрывают по неровной поверхности, местами с глубокими карманами, горизонт валунной морены видимой мощностью 15—18 *м*. При этом ориентировка длинных осей валунов, по наблюдениям Г. Ф. Лунгерсгаузена, указывает на движение льда в восточном направлении.

Разрезы ледниковых отложений других долин бассейна Башкауса также сопоставляются с описанным выше разрезом в долине р. Кубадру, частью повторяя и дополняя его (см. рис. 2). В долине р. Ян-Паспарта горизонт валунной морены, состоящей из хорошо окатанных валунов разнообразных пород, достигает мощности 20 *м*. От лежащей выше суглинистой морены, мощностью 25 *м* он отделяется пачкой среднезернистых песков и гальки мощностью 1,5—2 *м*. В средней части долины р. Оныш суглинистая морена подстилается водноледниковыми отложениями мощностью около 30 *м*, состоящими из переслаивания мелкого и крупного валунника, а также светло-серого песка. В нижней части долины р. Тускуль в основании разреза ледниковых отложений залегают пепельно-серые пылеватые тонкослоистые супеси мощностью 10 *м*. Они перекрываются горизонтом валунной морены, выше которого обнажаются светло-серые пылеватые супеси озерноледникового типа мощностью 10—12 *м*. Разрез завершается несортированными грубыми моренными накоплениями. Для спорово-пыльцевого спектра нижнего горизонта супесей характерно высокое (до 80%) содержание пыльцы древесных пород, среди которых встречаются сибирский кедр (80%) и ель (16%) со значительной примесью березы (рис. 3). Верхний горизонт озерноледниковых отложений, так же как и на р. Кубадру, практически не содержит пыльцы. Подобный состав пыльцевого спектра нижнего горизонта озерноледниковых отложений объясняется, видимо, тем, что эти отложения накапливались в перигляциальной зоне в самом начале ледниковой эпохи, когда климат был более мягким, чем во время формирования верхнего горизонта ленточных супесей.

Таким образом, в сводном разрезе ледниковых отложений Улаганской котловины, кроме башкаусской морены, отчетливо выделяются два горизонта пепельно-серых морен, разделенных водноледниковыми галечниками с линзами озерноледниковых супесей. Горизонт валунной морены в долине р. Тускуль залегает на озерных супесях. Горизонт суглинистой морены, слагая верхние части высоких (до 150 *м*) обрывов в долинах рек, маломощным плащом перекрывает и водоразделы.

В долине р. Кубадру к высокому обрыву прислонена более молодая морена, связанная с комплексом низких террас, вложенных в более древний ледниковый рельеф долины р. Башкаус.

Другим районом значительного развития ледниковых отложений, где можно проследить достаточно полные разрезы этих образований и их соотношения, является Джулукульская котловина и долина Чулышмана. Котловина имеет слабовсхолмленную поверхность с абсолютными высотами около 2000 *м*, образованную моренными холмами и грядами с отдельными выступами коренных пород. Здесь можно встретить самые разнооб-

разные формы ледниково-аккумулятивного рельефа — моренные холмы и гряды, озы, камы, камовые террасы. По степени сохранности они резко отличаются от свежих конечных морен, покрывающих подножье Шапшальского хребта (урочище Ледниковые гривы). По наблюдениям Е. В. Девяткина, на северо-восточном побережье оз. Джулукуль молодые конечноморенные гряды в районе урочища Ледниковые гривы перекрывают камовые террасы, синхронные этапу деградации предшествовавшего оледенения. Дугообразные конечноморенные валы со свежим холмистоморенным

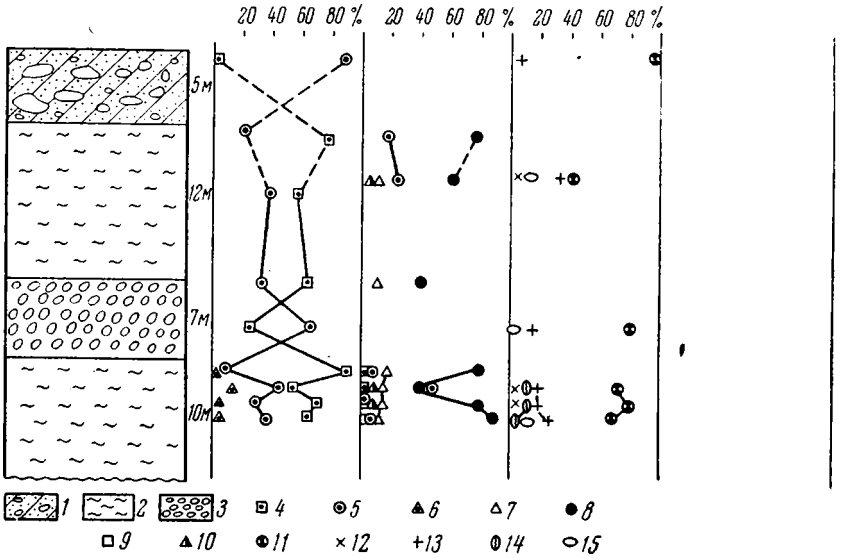


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма ледниковых отложений эпохи максимального оледенения на р. Тускуль

1 — моренные валунники; *2* — озерноледниковые суглинки и супеси ; *3* —плотно сгруженные моренные валунники; *4* — общая сумма пыльцы древесных пород; *5* — общая сумма пыльцы травянистых растений; *6* — общая сумма спор; *7* — Picea; *8* — Pinus п/р *Haploxylon*; *9* — *Alnus*; *10* — *Abies*; *11* — разнотравье; *12* — Chenopodiaceae; *13* — *Artemisia*; *14* — *Ephedra*; *15* — *Carex*

рельефом накладываются на моренную равнину в верховьях Узун-Оюка, в устье троговой долины р. Тепши-Оюк и в других местах подножья Шапшальского хребта.

Река Чулышман в пределах Джулукульской котловины почти не врезается в ее заболоченное днище. Ниже устья р. Узун-Оюк Чулышман вскрывает толщи ледниковых отложений, выполняющих Джулукульскую котловину и его долину. В строении моренного чехла в ряде разрезов до устья р. Нижний Кулаш (см. рис. 2) видны два горизонта морен, разделенных либо плотно сгруженным валунником (р. Бобачек), либо гравийно-галечными отложениями (р. Саудертем), что впервые было отмечено М. С. Калецкой в 1937 г. и подтверждено Е. В. Девяткиным в 1959 г. Нижняя морена мощностью 8—10 *м* отличается преимущественно песчано-гравийным заполнителем и присутствием обломков выветрелого материала, который придает в общем серой толще слабо-буроватый оттенок. Ниже по долине Чулышмана у устья р. Саудертем нижний горизонт замещается плотно сгруженными галечниками водноледникового типа, а далее на участке между устьями рек Средний Кулаш и Еланду обнажается только верхний горизонт морены мощностью до 50 *м*, аналогичный горизонту суглинистой морены в бассейне Башкауса. Ниже устья р. Средний Кулаш этот горизонт, в свою очередь, перекрывают ленточные супеси мощностью около 20 *м*. Они содержат пыльцу, количество которой увеличивается вверх по

разрезу. В нижней части среди пыльцы древесных пород (63%) ель составляет 8%, сосна 78%; встречаются единичные зерна пихты и березы; среди пыльцы травянистых растений преобладают полынь и лебедовые. Выше по разрезу количество пыльцы ели возрастает до 21%, появляются споры зеленых и сфагновых мхов (рис. 4).

Ниже по течению Чулышмана террасы выклиниваются, склоны долины сближаются, образуя узкое ущелье. Ниже устья р. Шавлы долина вновь расширяется и еще далее, ниже устья р. Чульчи, приобретает ящикообразную форму. Сильное развитие процессов денудации (образование обвалов, конусов осыпей и т. д.) почти полностью уничтожило следы ледниковой

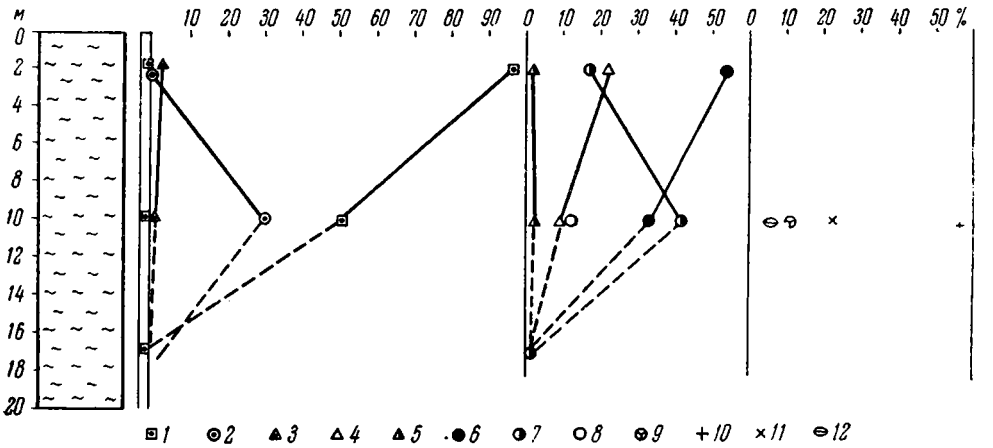


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма озерноледниковых отложений в устье Среднего Кулаша

1 — пыльца древесных пород; *2* — пыльца травянистых растений; *3* — споры; *4* — *Picea*; *5* — *Abies*; *6* — *Pinus* п/р *Haploxylon*; *7* — *Pinus* п/р *Diploxylon*; *8* — *Betula*; *9* — Ericaceae; *10* — Compositae; *11* — Chenopodiaceae; *12* — *Ephedra*

обработки на крутых отвесных склонах долины. Только на отдельных участках видны отшлифованные скалы, ледниковые шрамы и прислоненные к склону обрывки ледниковых отложений с характерными земляными пирамидами. В районе с. Кок-Паш, ниже устья р. Чульчи, ниже устья Шавлы и в других местах прослеживаются узкие площадки цокольной террасы высотой 150—200 *м*, покрытой маломощным чехлом ледниковых отложений; выше этой террасы на склонах долины и наблюдаются следы ледниковой экзарации.

Для решения вопроса о времени ледниковой обработки долины Чулышмана необходимо иметь в виду, что кроме этих высоких цокольных террас, по-видимому, отвечающих днищу ее древнего трога, в местах расширения долины (ниже устья р. Чульчи, ниже устья Шавлы) развит комплекс из трех — четырех низких террас высотой до 25 *м*, сложенных аллювиальными, преимущественно гравийно-галечными отложениями. В разрезе верхней из террас четко выражены два почвенных горизонта. Время образования низкого комплекса террас по аналогии с соседними районами Алтая и Тувы (Ефимцев, 1961) вероятнее всего отнести к верхнечетвертичному времени, а ледниковую обработку долины Чулышмана — к эпохе среднечетвертичного (максимального) оледенения.

Как отмечали многие исследователи, следы экзарационной обработки видны и на бортах впадины Телецкого озера. Высоким цокольным террасам р. Чулышмана в пределах впадины соответствуют высокие (100—120 *м*) террасы у с. Беле, у устья р. Чилюш и в других местах. Разрез террасы у с. Беле был изучен М. С. Калецкой в 1937 г., А. В. Живаго — в

1947, Л. Д. Шорыгиной (см. Щукина, 1952) и др. В нижней части он представлен горизонтальнослоистыми мелкозернистыми полимиктовыми песками и супесями озерного типа видимой мощностью 12—13 *м*. Выше, после перерыва, обнажаются хорошо окатанные аллювиальные галечники с прослоями песка, перекрываемые щебенчатыми суглинками пролювиального генезиса мощностью до 30 *м*, с линзовидными прослоями горизонтальнослоистых супесей и суглинков. Все эти образования перекрываются мореной максимального оледенения (майминский горизонт). Нижний — катунский — горизонт морены, залегающий под озерными отложениями, не обнажен, но на присутствие его, по мнению Е. Н. Щукиной (1952), указывают валуны гранитов, разбросанные на галечниковом пляже Телецкого озера. Озерные, аллювиальные и пролювиальные образования относились в связи с этим Е. Н. Щукиной в 1952 г. к катунско-майминскому межледниковью. Однако валуны, встреченные на галечниковом пляже озера, вероятнее всего спроектированы из моренной толщи, венчающей разрез террасы. Это обстоятельство, а также то, что в пыльцевом спектре озерной толщи, по данным О. В. Матвеевой, преобладает пыльца ели (55—60%), позволяют нам условно отнести указанные отложения не к межледниковой эпохе, а к первой половине среднечетвертичного времени, к эпохе влажного прохладного климата, способствовавшего развитию оледенения.

Отложения максимального оледенения (майминского горизонта Е. Н. Щукиной) можно видеть также и на северном берегу озера — у с. Артыбаш и в долине р. Ойер. К северу от с. Артыбаш на абсолютной высоте около 500 *м* (40—50 *м* над уровнем Телецкого озера) системы конечноморенных гряд образуют дугу, выпуклую к западу. Гряды, достигающие 25 *м* в высоту, сложены буровато-серой мореной. К внешнему краю моренных гряд у р. Юрток примыкает терраса высотой 100—120 *м*, сложенная водноледниковыми галечниками. Ниже по долине р. Бии высота террасы постепенно снижается до 50—40 *м*. В ней вырезана серия более низких террас. Многие исследователи (Гранэ, 1916; Ефимцев, 1961, и др.) считают, что морены у Артыбаша являются конечными накоплениями Чулышманского ледника. Однако анализ петрографического состава валунов, представленных в основном девонскими эффузивами и гранитами, выходящими восточнее, в долине Ойера, показывает, что конечная морена у Артыбаша оставлена главным образом ледником, двигавшимся с востока. Морена ледника, выходившего из долины Чулышмана, должна была бы содержать валуны метаморфических пород протерозоя и кембрия.

Укокский район расположен на юге Горного Алтая в бассейнах рек Аргут и Бухтарма. Район охватывает высокое плоскогорье на водоразделе Бухтармы и Катуни на западе, плоскогорье Укок на востоке и обращенные к ним склоны хребтов — Катунского, Южно-Чуйского, Южного Алтая и Сайлюгема. Вдоль хребта Южный Алтай располагается цепь депрессий, восточным звеном которой является Бертекская котловина. Склоны хребтов прорезаны короткими (8—10 *км*) трогами и цирками, некоторые из них заняты современными ледниками длиной до 7—8 *км*.

В связи с общим слабым расчленением в пределах плоскогорий, в Укокском районе можно видеть лишь соотношения форм ледникового рельефа и в меньшей степени — строение чехла ледниковых отложений.

На междуречье Бухтарма — Катунь можно встретить как районы преимущественной экзарации (верховья р. Черной Берели), так и области аккумуляции (верховья р. Белой). Долины Бухтармы и Катуни в пределах этого района имеют форму трогов. По Бухтарме Ю. П. Селиверстовым (1959) описаны следы трех трогов, вложенных один в другой и соответствующих трем четвертичным оледенениям. Однако следует отметить, что существование наиболее древнего верхнего трога в верховьях Бухтармы, относимого к урыльскому оледенению, вызывает сомнения, так как при геологосъемочных работах в 1956 г. следы оледенения там обнаружены не были.

Два нижних трога соответствуют двум оледенениям — киинжирскому и катонскому. В эпоху киинжирского (нашего максимального) оледенения ледник имел длину около 190 *км* и оканчивался на высоте около 800 *м*. Конечная морена максимальной стадии катонского (постмаксимального) оледенения описана Ю. П. Селиверстовым у устья р. Крымзы на абсолютной высоте около 1600 *м*. Выше конечной морены им зафиксировано три стадии отступания.

По долине Катуни последние следы ледниковой деятельности прослеживаются до устья р. Огневки и несколько ниже. Здесь развита терраса высотой около 80 *м*, сложенная водноледниковыми образованиями. Ниже этого участка до поворота Катуни на север, долина еще сохраняет форму трога.

На меридиональном отрезке долины Катуни следы ледниковой деятельности не отмечаются. В верхней части долины К. Г. Тюменцевым (1936) и В. Е. Поповым (1954) описан ряд стадиальных морен постмаксимального оледенения вплоть до концов современных ледников (близ устья р. Быстрой и др.). Морена у устья Огневки, описанная В. Е. Поповым (1954) как огневская стадия, при ближайшем изучении оказалась телом крупного оползня, сползшего с правого склона долины Катуни.

В пределах плоскогорья Укок водораздел левых притоков Чиндагатуя и Ак-Алахи представляет собой область экзарации эпохи максимального оледенения — сглаженные льдом водоразделы чередуются с широкими долинами и озерными котловинами, выполненными ледниковыми отложениями небольшой мощности. Западная часть Бертекской котловины — район широкого развития аккумулятивного рельефа этого оледенения — моренных холмов и гряд, осложненных солифлюкционными и термокарстовыми микроформами рельефа. Здесь на моренные отложения накладываются четкие языки конечных морен постмаксимального оледенения, выходящие из трогов долин Калгуты, Кара-Чад и Чолок-Чад. По долине Ак-Алахи фиксируются четыре стадии отступания ледника постмаксимального оледенения. Восточная часть котловины не покрывалась льдом и выполнена водноледниковыми галечниками и белесыми ленточными супесями озерно-ледникового типа.

В верховьях рек Жасатер и Тархата на высоте 2200—2300 *м* расположена заболоченная моренная равнина, на которую открываются троги северного склона хребта Сайлюгем. Низкие водоразделы сглажены льдом и усеяны валунами. Во все стороны от этого как бы чашеобразного понижения расходятся троговые долины рек Жумала, Жасатер, Калгута и Тархата. По левому склону долины Жасатера бараньи лбы, эрратические валуны и маргинальные каналы можно встретить до абсолютной высоты 2300 *м*, т. е. на 600 *м* над урезом реки. В долинах левых притоков Жасатера — рек Мунгайты, Саркос и Судобой — на той же абсолютной высоте фиксируются дугообразные моренные гряды, обращенные выпуклой стороной вверх по долинам. Это — напорные морены Жасатерского ледникового потока, смыкавшегося с ледником подножия на южном склоне Южно-Чуйского хребта. Следы пребывания льда можно видеть по [illegible] Жасатера вплоть до устья и в долине Аргута у устья р. Кок-Су. На [illegible]ный шлейф подножия Южно-Чуйского хребта накладываются [illegible]ыки морен постмаксимального оледенения с береговыми и конеч[illegible]ами на абсолютной высоте 1700—1800 *м*, выходящие из трог[illegible]ская стадия последнего оледенения З. А. Титовой, 1957).

Северо-восточный склон Шапшальского х[illegible]ленный к Хемчикской котловине и долине Алаша, по хар[illegible]деления следов древних оледенений имеет некоторое схо[illegible]ми районом, который описан ниже. Склон расчленен глуб[illegible]трогами вершинных притоков Хемчика и Алаша. Ледни[illegible]ма максимального оледенения развиты здесь главным обр[illegible]ежду-

речьях этих рек, в то время как глубокие троги заполнены моренами постмаксимального оледенения.

Троговая долина р. Чульчи при выходе ее в долину Алаша замыкается четким дугообразно изогнутым конечноморенным валом со свежим холмистоморенным рельефом. С внешней стороны вала на аэрофотоснимках видны сильно размытые, сглаженные холмы — остатки более древнего вала и небольшие участки примыкающей к нему зандровой равнины, в которую вложены молодые зандры, образующие дно расширенной части долины. Они слагают низкие надпойменные террасы, примыкающие к четкому валу и прослеживающиеся далее вниз по долине Алаша.

В приустьевой части троговой долины р. Таштухоль морена постмаксимального оледенения также образует дугообразный конечноморенный вал, прорезанный рекой и перекрывающий террасу высотой около 50 *м* со слабо всхолмленной поверхностью.

По исследованиям А. И. Музиса, верхнюю часть террасы слагает типичная морена мощностью около 4 *м*, состоящая из крупных беспорядочно сгруженных валунов, сцементированных светло-серым суглинком. Морену подстилают гравийно-галечные отложения мощностью около 10 *м* с прослоями серых суглинков и супесей. Ниже по разрезу следуют плотно сгруженный валунник (валунная морена) мощностью 3,5 *м* и разнозернистые пески с линзами светло-серых супесей ленточного типа. Таким образом, разрез высокой террасы р. Таштухоль в сокращенном виде повторяет приведенные выше разрезы ледниковых отложений эпохи максимального оледенения Чулышманского района. Эти отложения в данном случае перекрываются конечной мореной постмаксимального оледенения со свежим холмистоморенным рельефом.

В этом же районе отмечены следы перестройки гидросети после эпохи максимального оледенения. Молодой трог долины р. Таштухоль, заполненный мореной со свежим ледниковохолмистым рельефом, пересекает более древний трог, протягивающийся в широтном направлении от долины р. Козер к долине р. Таштухоль. По правобережью р. Таштухоль он заканчивается дугообразным конечноморенным валом со сглаженными формами и резко отличающимся составом слагающих его валунов. Если в составе валунов древней морены преобладают породы, развитые в верховьях р. Чульчи (девонские эффузивы и красноцветные алевролиты), то валуны конечной морены р. Таштухоль состоят из пород, слагающих верховья реки (гранитов Таимского комплекса).

Чуйский район включает в себя крупные Чуйскую и Курайскую межгорные впадины с абсолютными высотами днищ 1800 и 1400 *м* и обращенные к ним и к долине р. Чуи склоны хребтов: Северо-Чуйского, Южно-Чуйского, Сайлюгема, Чихачева, Курайского и Айгулакского. Все эти хребты, кроме Сайлюгема, Айгулакского и восточной части Курайского, имеют альпийский характер и абсолютные высоты свыше 3000—3500 *м*. Расчленяющие их глубокие троги разделены узкими гребневидными водоразделами без следов ледниковой экзарации. В верховьях троги замыкаются глубокими цирками и карами, нередко занятыми современными ледниками. Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты являются важнейшими центрами современного оледенения. На северных склонах хребтов находятся крупные долинные ледники длиной 6—8 *км*.

Аккумулятивные ледниковые формы в виде боковых, основных и конечных морен чаще всего наблюдаются в устьевых частях боковых трогов, а также у выхода основных трогов в межгорные впадины (западное подножье хребта Чихачева, северное подножье Южно-Чуйского хребта) или на широкие перегибы склонов хребтов (северный склон Северо-Чуйского хребта, южный склон Курайского хребта), обычно представляющие собой крупные тектонические ступени. При этом по морфологическим признакам, по положению в рельефе и степени сохранности повсеместно

выделяются два разновозрастных ледниковых комплекса. Широкий плащ морены одевает высокий тектонический уступ на северном склоне Северо-Чуйского хребта на абсолютной высоте от 1700 до 2500 *м*. На морене развит выположенный холмистый рельеф. В устьевых частях трогов, открывающихся на поверхность уступа, ее перекрывают дугообразно изогнутые конечноморенные валы со свежим холмистоморенным рельефом. К востоку от урочища Ештык-Коль, по правобережью р. Кара-Су, молодой трог долины р. Маша-Юл прорезает моренный чехол и коренные породы на глубину до 250 *м*. Выполняющие его боковые, стадиальные и конечные морены постмаксимального оледенения прислонены к коренным склонам долины. С внешней стороны четкий конечноморенный вал переходит в низкие террасы.

В восточной части Чуйской котловины молодые троги, выполненные свежими моренами, прорезают моренные накопления, покрывающие сплошным шлейфом подножье хребта Чихачева. На восточном окончании Курайского хребта морена перекрывает пологие междуречья между правыми притоками р. Бугузун, заполненными молодой мореной.

В юго-западной части Чуйской котловины, у подножия Южно-Чуйского хребта и на северном склоне Курайской котловины соотношение двух ледниковых комплексов имеет несколько иной характер. В Чуйской степи по периферии морен с четким фронтальным краем (по рекам Тархата, Ирбисту, Елангаш, Чаган-Узун) видны сильно размытые остатки более древних морен. В совокупности они образуют как бы узкую кайму, общие очертания которой в общем повторяют очертания фронтального края более молодой морены. По правобережью р. Елангаш и на р. Тархата на поверхности древних морен видны небольшие абразионные уступы, прослеживающиеся на том же уровне и по склонам котловины.

На северном склоне Курайской котловины по рекам Артулак и Таджилу древняя морена со сглаженным рельефом и абразионными терасками также образует узкую кайму по периферии перекрывающей ее молодой морены и занимает более низкое гипсометрическое положение. С внешней стороны к молодым моренам с ярко выраженным грядово-холмистым рельефом обычно примыкают конусы, сложенные водноледниковыми отложениями.

Подобные зандры прорезают древнюю морену и слабо терасированную поверхность, сложенную озерными галечниками и песками, образуя днища впадин (юго-западная часть Чуйской степи, восточая часть Курайской степи, Кокуринская степь). На поверхности конусов отчетливо вывыражены следы течения водных потоков в виде неглубоких ветрящихся борозд, разделенных валами галечников (мелкоструйчатый рисунок на аэрофотоснимках). В зандрах обычно сформированы до трех-четырех надпойменных террас высотой до 20—30 *м*.

С наибольшей полнотой строение ледниковых отложений Чуйского района и соотношение ледниковых форм двух ледниковых комплексов можно наблюдать в троговой долине Чаган-Узуна. Верховья Чаган-Узуна представляют собой систему глубоких трогов с яркими следами ледниковой экзарации. На высоте около 300 *м* над днищем трога р. Чаган-Узун (выше р. Кыскынор) вдоль его левого склона прослеживается широкое (до 2 *км*) понижение, заполненное пологими моренными холмами. Ниже по течению р. Чаган-Узун днищу этой древней ледниковой долины соответствует пологий слабо всхолмленный водораздел между реками Чаган и Чаган-Узун, где в отвесном обрыве левого склона долины р. Чаган высотой около 200 *м* Е. Н. Щукиной (1952) был изучен наиболее полный для этого района разрез ледниковых отложений. Нижнюю часть обрыва слагают верхнеплиоценовые песчано-галечные отложения видимой мощностью около 60 *м*. На размытой поверхности этих отложений местами с мелкими смятиями слоев залегают желто-бурые, частью косослоистые галечники

водноледникового типа мощностью около 90 *м*. Они состоят из разнообразной по составу гальки размером 3—10 *см* и валунов, скрепленных слабо ожелезненным супесчаным цементом. Так же как и в долине р. Кубадру, бурая толща перекрывается мореной пепельно-серого цвета, которая глубокими карманами заходит в подстилающие слои. В составе валунов морены преобладают граниты, гнейсы и пестроцветные осадочные породы, развитые в верховьях р. Чаган. Ввверх по долине р. Чаган прослеживается переход морены в водноледниковые грубые косослоистые пески и галечники мощностью до 80 м. Слоистость толщи подчеркнута наличием

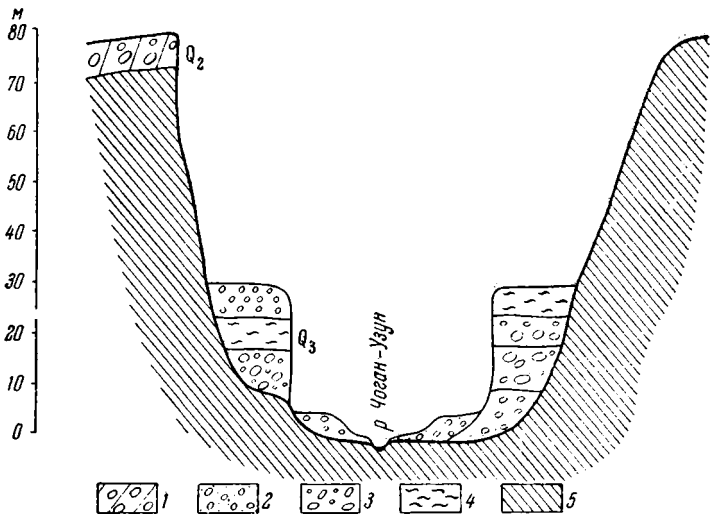


Рис. 5. Соотношение ледниковых отложений у нижнего конца ущелья р. Чаган-Узун

1 — моренные валунники; *2* — водноледниковые и аллювиальные галечники; *3* — водноледниковые валунники; *4* — озерноледниковые супеси и суглинки; *5* — палеозойские породы

линз валунника, галечника и озерноледниковых ленточных супесей мощностью до 45 *м*. Выше залегает второй горизонт пепельно-серой морены мощностью около 60 *м*, образующей слабо всхолмленную поверхность междуречья Чаган — Чаган-Узун.

Несколько выше по долине р. Чаган хорошо видно прислонение к левому склону долины отложений молодого оледенения, занимающих более низкое гипсометрическое положение, чем верхний горизонт морены (около 100 *м* над днищем). В Чуйской котловине они оканчиваются нагромождениями конечных морен, перекрывающих междуречье Чаган-Узун — Елангаш и упирающихся в узкое антецедентное ущелье р. Чаган-Узун. В пределах ущелья конечной морене соответствует терраса высотой 25—30 *м*, сложенная водноледниковыми галечниками и озерными супесями, выше которой на коренном цоколе высотой около 80 *м* сохранился маломощный покров древней морены (рис. 5). Выше ущелья и почти до устья р. Чаган долина Чаган-Узуна образует озеровидное расширение, заполненное озерноледниковыми ленточными супесями мощностью не менее 50 *м*. Они занимают более низкое (на 150 *м*) гипсометрическое положение, чем линза аналогичных по внешнему виду ленточных супесей в водноледниковых галечниках, слагающих среднюю часть описанного выше обрыва левого склона р. Чаган. По правобережью р. Чаган-Узун в пределах расширенной части долины местами видно налегание на ленточные супеси молодой морены, слагающей междуречье Елангаш — Чаган-Узун. Возможно, что в центральной части расширения чехол морены смыт.

Некоторым указанием на сравнительную древность озерноледниковых образований, выполняющих расширение, может служить состав пыльцевых зерен с общим содержанием пыльцы древесных пород 80% (*Betula, Picea* и др.). В настоящее время в пределах Чуйской котловины ель отсутствует. Поверхностная проба, взятая с современной поймы, дала резко отличный состав пыльцевых зерен — отсутствие древних видов хвойных (*Pinus Haploxylon, Pinus Diploxylon*), появление современных видов сосны. Среди пыльцы травянистых — полное отсутствие Ericaceae.

Возможно, что расширенная часть долины р. Чаган-Узун выполнена озерноледниковыми супесями, занимающими различное стратиграфическое положение, и служила цунговым бассейном в эпоху максимального и постмаксимального оледенений.

Молодую морену, перекрывающую междуречье Чаган-Узун — Елангаш, со стороны р. Елангаш окаймляет узкая полоса сглаженных и террасированных морен, отвечающих, по-видимому, моренным накоплениям максимального оледенения, которые слагают верхнюю часть обрыва на р. Чаган. Высота террасовых уступов, осложняющих поверхность древней морены и связанных с абразионной деятельностью озера, заполнявшего Чуйскую котловину в конце эпохи максимального оледенения, у основания моренного вала составляет 4,5—5 *м*, в верхней его части — 1,5—2 *м*. Ширина террасок достигает 30 *м*.

К северу от четкого конечноморенного вала озерные отложения слагают террасовидную поверхность, круто обрывающуюся на север и широкими ступенями спускающуюся на восток к долине р. Елангаш. Своеобразный крупноячеистый рельеф этой поверхности, по-видимому, соответствует участкам погребенного моренного ландшафта. Еще севернее, на поверхности останцового массива с абсолютной высотой 1941,7 *м*, моренные валунники мощностью около 1,5 *м*, отвечающие максимальному оледенению этого района, были вскрыты шурфом под горизонтально слоистыми озерными отложениями мощностью около 10 *м*. До 50% общей массы морены составляют валуны диаметром 10—12 *см*, реже встречаются валуны до 40—50 *см*. В их составе преобладают породы, развитые в верховьях р. Чаган-Узун.

Таким образом, в бассейне р. Чаган-Узун выделяются отчетливые морфологические следы двух ледниковых комплексов.

К более древнему из них, отвечающему эпохе максимального оледенения, относятся: моренные накопления, покрывающие плечи трога р. Чаган-Узун на высоте 300 *м* над днищем; ледниковые отложения, слагающие междуречье Чаган — Чаган-Узун непосредственно выше устья р. Чаган, террасированные морены в нижнем течении р. Чаган-Узун и моренные валунники, погребенные под озерными отложениями на поверхности останцового массива. Молодая морена выполняет троговую долину р. Чаган, образуя четкие конечноморенные и стадиальные валы.

Между Чуйской и Курайской впадинами в долине р. Чуи отчетливые нагромождения конечных морен наблюдаются в устье трога р. Куяхтанар. К ним примыкает комплекс низких террас (три — четыре) высотой до 43 *м*. Террасы сложены водноледниковыми отложениями и прослеживаются до Курайской впадины, где образуют ее плоское днище. Особенно хорошо в пределах впадины развита третья надпойменная терраса высотой 12—15 *м*. Поверхность террас имеет характерный микрорельеф из мелких ветвящихся борозд.

К западу от Курайской впадины следы ледникового воздействия отчетливо видны в пределах древней долины р. Чуи, которая является непосредственным продолжением древней троговой долины р. Маша-Юл. В настоящее время древняя долина Чуи шириной до 1,5 *км* занята небольшими речками — Мён и нижнее течение Чибитки. У вершины р. Мён долина перегорожена высокими моренными грядами, сглаженными и за-

лесенными, которые, по Е. Н. Щукиной (1960), соответствуют мёнскому стадиалу чибитского оледенения. Но ни по составу валунов, ни по степени сохранности, ни по уровню заполнения долины они не являются возрастными аналогами конечной морены, расположенной в пределах той же древней долины у с. Чибит. Правильнее их рассматривать как остатки морен, оставленных ледником, спускавшимся по древнему трогу р. Маша-Юл. В составе валунов этой морены встречены породы, слагающие гребневую часть Северо-Чуйского хребта, в то время как в составе валунов

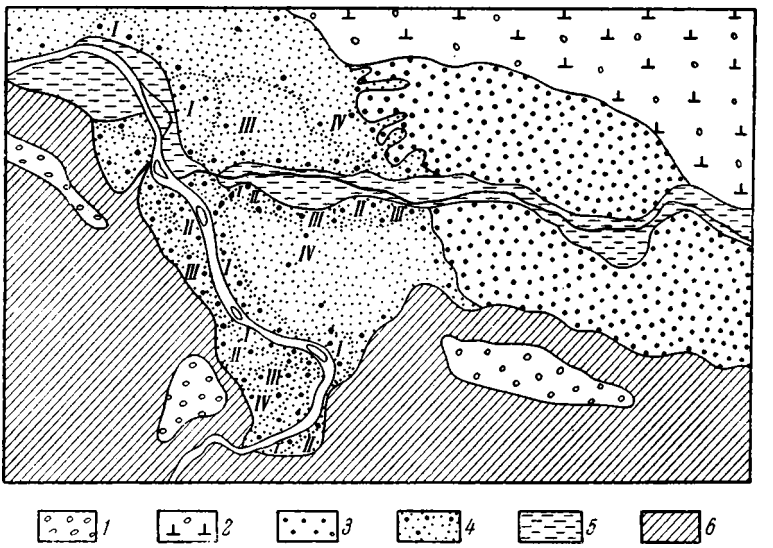


Рис. 6. Соотношение ледниковых комплексов в долине р. Чибитки

1 — ледниковые отложения эпохи максимального оледенения (glQ_2^{2-4}); *2* — делювиальные отложения ($dl\ Q_2^{2-4}$); *3* — ледниковые отложения эпохи постмаксимального оледенения ($gl\ Q_3^2$); *4* — водноледниковые отложения эпохи постмаксимального оледенения ($fgl\ Q_3^2$); *5* — пойменные отложения; *6* — палеозойские породы, местами перекрытые маломощным чехлом элювиально-делювиальных отложений

свежего конечноморенного вала у с. Чибит преобладают породы, развитые на Курайском хребте в вершине р. Белой (левый приток р. Чибитки).

Конечная морена у с. Чибит со свежим холмистоморенным рельефом прислонена к правому склону древней долины, покрытому делювиальным плащом, состоящим из моренного материала. Коренные выходы морены видны на высоте 80—100 *м* над дном долины вдоль правого притока Чуи — р. Сардомы. На той же высоте на крутом левом склоне древней долины развита узкая терраса с цоколем из коренных пород, перекрытым мореной (рис. 6). Южнее этой древней долины за скалистым водоразделом расположен молодой эпигенетический участок долины р. Чуи, в пределах которого Чуя прорезает дно ледниковой долины на глубину от 12 (ниже р. Маша-Юл) до 100 *м* (у выхода в древнюю долину) и течет в узком непроходимом ущелье. Как справедливо полагает В. А. Обручев (1915), образование этого участка связано с загромождением доледниковой долины р. Чуи моренным материалом, принесенным ледником, спускавшимся с группы Биш-Иирду по древней долине р. Маша-Юл, вследствие чего Чуя проложила себе новый путь через долину левого притока р. Маша-Юл.

Ниже эпигенетического участка в обоих склонах долины р. Чуи прослеживаются узкие площадки цокольной террасы высотой 100—120 *м*. Они

распространены главным образом в устьевых частях боковых притоков и несут маломощный покров морены и озерных галечников. При приближении к долине р. Катуни высота террасы увеличивается до 200 *м*. К свежей конечной морене у с. Чибит примыкает комплекс низких террас высотой 2,5—6; 12—15 и 25—30 *м*, с той или иной полнотой прослеживающихся до устья Чуи. Террасы сложены грубыми (галечниковыми) отложениями, и никаких сомнений не вызывает их связь с конечной мореной у с. Чибит.

Катунский район занимает северный склон Катунского хребта, который крутым уступом обрывается к широтному отрезку долины р. Катуни. Абсолютные высоты вершин хребта достигают 4500 *м*, а урез Катуни имеет отметку 800—900 *м*. Ледниковые формы здесь своеобразны — это глубокие троги с крутыми, интенсивно обновляющимися склонами. Вершины трогов замыкают кары, занятые современными ледниками длиной до 7—8 *м*. В связи с интенсивным развитием современной эрозии следы максимального оледенения сохранились в нескольких пунктах — по долинам Мульты, Иедыгема, Аргута и Аккема. В долине Мульты, между ее левыми притоками Проездной и Михайловской, наблюдается прилавок на высоте около 200 *м* над руслом Мульты, сложенный мореной. Молодая морена, вложенная в долину Мульты, образует ряд стадиальных гряд от устья Мульты до современных ледников. По наблюдениям А. И. Музиса, в средней части долины р. Иедыгем, по левому склону (ниже притока Куркуре) на высоте 300—350 *м*, протягивается прилавок шириной около 1 *км*. Во врезах ручьев, расчленяющих его склоны, обнажается валунно-щебнистая морена, скрепленная желто-серым суглинком мощностью около 60 *м*. Эти отложения уступом высотой около 250 *м* отделены от комплекса стадиальных морен, залегающих на дне в долине Иедыгема. Соотношение отложений двух ледниковых комплексов наблюдалось также в долине Аргута ниже устья его левого притока Куркуре, где В. А. Обручев в 1915 г. описал отрезок безводной долины на высоте около 300 *м* над руслом Аргута, расположенный на одной высоте с висячей долиной Куркуре. Дно его перекрыто мореной, образующей две береговых гряды. Дугообразный вал молодой морены у устья р. Курусай на абсолютной высоте около 1400 *м* пропиливается Аргутом. На участке долины устье Иедыгема — устье Коира скульптурные террасы, отвечающие днищу древнего трога Аргута, располагаются на высоте 550—600 *м* над руслом реки.

В долине Аккема следы древнего оледенения отмечены Н. Н. Падуровым (1927) и А. И. Музисом. На высокой (около 2700 *м*) выположенной поверхности междуречья правых притоков Аккема — Текело и Ярлу — сохранился небольшой участок (шириной около 600 *м*), перекрытый песчанистой мореной буроватого цвета.

Валуны в морене достигают 2 *м* в поперечнике и нередко разрушены. Участок, перекрытый мореной, расположен на высоте около 400 *м* над руслом Аккема и резко срезается молодым трогом Аккема. В днище молодого трога насчитывается до семи стадиальных валов (Тюменцев, 1936; Рагозин, 1945). Самая молодая из стадий располагается у конца Аккемского ледника (рис. 7) на высоте 2140 *м* (Тронов, 1949).

От устья р. Уйгон до устья р. Казнахты по левому берегу Катуни наблюдается высокий уступ, по-видимому являющийся остатком днища трога эпохи максимального оледенения. На поверхности уступа встречаются следы экзарации и эрратические валуны. Ниже устья р. Казнахты к востоку от линии Чарышско-Теректинского глубинного разлома отмечается резкий перегиб продольного профиля долины Катуни и далее до устья р. Аргут древний трог находится уже на более низком уровне. Борта трога до высоты 250 *м* над урезом воды сглажены льдом и усеяны валунами. В днище трога вложена 30-метровая терраса, связанная с мореной эпохи последнего оледенения.

Ниже по долине Катуни ледниковые формы наблюдаются в урочище Сок-Ярык, где на высоте 170—200 *м* над урезом реки расположена холмистая поверхность цокольной террасы. В строении нижней части рыхлого покрова террасы принимает участие плотно сгруженный моренный валунник, состоящий из хорошо окатанных валунов до 2 *м* в поперечнике. Верхняя часть разреза, по данным В. Е. Попова (1954), представлена горизонтальнослоистым и косослоистым галечником с прослоями мелкозернистого песка. Ниже устья р. Чуи характерно широкое развитие террас, неоднократно описывавшихся геологами (Обручев, 1915; Рагозин, 1945; Ивановский в 1947 г., Щукина, 1952 и др.). Большинство из указанных авторов разделяет эти террасы на два комплекса: комплекс высоких (до 200 *м*) и комплекс низких (до 60 м) террас. Высокие террасы вырезаны в единой сложно построенной гравийно-галечной толще серого цвета, со значительным содержанием глинистой фракции. Отложения эти накапливались в условиях перигляциального режима в своеобразной обстановке подпруженной долины, где временами возникали течения, обратные основному уклону. Они имеют главным образом водно- и озерноледниковое происхождение, большая доля в их составе принадлежит пролювию. По своему стратиграфическому положению большая часть этих образований, видимо, соответствует толще водноледниковых галечников с линзами озерноледниковых супесей, разделяющей два горизонта морен эпохи максимального оледенения в Чуйском и Чулышмакском районах. Комплекс низких террас отличается лучшей сортировкой и окатанностью обломочного материала.

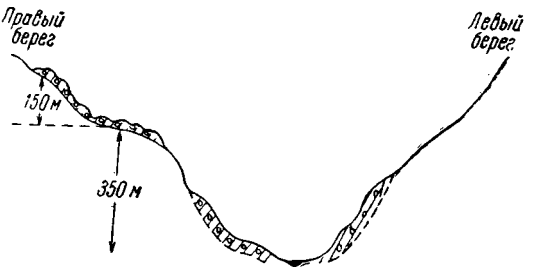


Рис. 7. Поперечный профиль долины р. Аккем ниже устья р. Ярлу

В среднем течении Катуни следы ледниковой деятельности сохранились не везде. Напротив устья р. Чуи, по левому берегу до высоты 400 *м* над урезом Катуни, можно видеть бараньи лбы и эрратические валуны преимущественно гранитного состава. На левом берегу р. Катуни выше устья р. Большой Яломан на поверхности террасы высотой около 100 *м* привлекают внимание крупные валуны и глыбы гранитов до 5—6 *м* в поперечнике (склоны долины Катуни на этом отрезке сложены терригенно-карбонатными отложениями верхнего ордовика). По всей вероятности, эти глыбы спроектировались с поверхности ледника эпохи максимального оледенения. Ниже устья р. Большой Яломан в средней части разреза террасы под серией гравийно-галечных отложений обнажается толща грубого валунника, скрепленного серым мажущим суглинком. Валуны достигают 1,5 *м* в поперечнике. Видимая мощность валунных образований — 5—6 *м*. Можно предположить, что валуны и глыбы на поверхности террасы и валунник, обнажающийся в средней части разреза 150-метровой террасы у устья Большого Яломана, соответствуют двум горизонтам морен максимального оледенения Чулышманского района.

От устья р. Большой Ильгумень до устья р. Урсул долина Катуни резко сужается и имеет характер узкого глубокого трога. На коренном цоколе лежит морена мощностью до 10 *м*, представленная несортированным валунно-галечным материалом, скрепленным серой супесью. Валуны достигают 1,5—2,0 *м* в поперечнике. Далее вниз по долине у с. Чепош в разрезе 100-метровой террасы обнажается толща морены, представленная крупными (0,1—0,5 *м*) валунами, скрепленными буроватым суглинком.

По данным Е. Н. Щукиной (1952, 1960), Катунский ледник в эпоху майминского оледенения кончался в районе с. Майма на абсолютной высоте около 300 *м*. Отложения, описанные Е. Н. Щукиной (1960), как конечная морена, слагают 45—50-метровую террасу Катуни. Терраса имеет неровную, холмистую поверхность, обусловленную чередованием округлых холмов и заболоченных впадин. На ней встречаются валуны серых биотитовых гранитов до 4—5 *м* в диаметре. Хорошая окатанность и сортировка толщи галечников, слагающих террасу, вскрытых карьером у дороги с. Майма — Горно-Алтайск, заставляет сомневаться многих исследователей (Дубинкин, 1961, и др.) в конечноморенном характере этих образований. О ледниковом генезисе толщи, по мнению Е. Н. Щукиной, свидетельствуют находки в ее составе валунов рыхлых пород и крупных валунов гранита. Однако валуны рыхлой породы представляют собой обычные катуны из местного материала. Крупные валуны гранитов также не претерпели далекого переноса. Аналогичные по составу граниты слагают коренные берега долины выше устья Маймы. Эти данные могут указывать на аллювиальный генезис майминской толщи. По мнению Г. Ф. Лунгерсгаузена, конечноморенные образования у с. Маймы содержат крупные отторженцы аллювиальных песков, отвечающих миндель-рисскому времени. Вопрос о конечной морене у с. Маймы требует дальнейшего изучения.

Хребты Теректинский, Холзун, Иолго, Сумультинский (западный и северный склоны) поднимаются до абсолютной высоты 2600—2800 м. В этих хребтах можно встретить группы каров, врезанных в гольцовые поверхности водоразделов, либо образующие небольшие участки типично альпийского рельефа. Кары открываются в долины, имеющие форму трогов, с плоским заболоченным дном и участками размытых моренных холмов и гряд. Иногда устья каров замыкаются конечными моренами, ниже которых никаких следов древнего оледенения не отмечается.

Соотношение двух ледниковых комплексов видно на Теректинском хребте. Здесь над платообразной поверхностью водораздела, перекрытой моренными и солифлюкционными образованиями, возвышается невысокий гребень, изрезанный карами, открытыми на северо-запад. Долины крупных рек, таких как Большой и Малый Ильгумень, Улюта, преобразованы в широкие троги с заболоченным плоским дном. Холмистый рельеф конечной морены из долины Малого Ильгуменя фиксируется на абсолютной высоте около 800 *м* в долине Урсула. Свежие морены максимальной фазы последнего оледенения описаны Л. Н. Ивановским (1957) на высоте около 1700 *м* в 5—7 *км* от каров (долина р. Большой Яломан).

На северном склоне Сумультинского хребта на абсолютной высоте 1800—2000 *м* маломощный чехол ледниковых отложений с пологохолмистым моренным рельефом покрывает широкую, до 1—2 *км*, трогообразную долину по левобережью р. Уймень и террасовидный уступ шириной до 800 *м* по левобережью р. Учал. К коренным бортам троговых долин Уймени и Учала прислоняется молодая морена, которая в долине р. Учал образует четко выраженный конечноморенный вал.

Хребты Бащелакский, Тигирекский, Коргонский, Семинский расположены в области среднегорья и на большой части площади не несут следов ледниковой деятельности. На склонах северной экспозиции отдельных гольцовых вершин (2000—2500 *м*) можно встретить единичные кары и короткие троги. Почти во всех хребтах по степени сохранности аккумулятивных форм также выделяются два разновозрастных комплекса: размытые, плохо сохранившиеся морены и более свежие четкие конечноморенные гряды, отстоящие на 2—5 *км* от гребней водоразделов. В верховьях р. Кытмы (восточное окончание Тигирекского хребта) короткие (2—8 *км*) троги со свежими конечными моренами от-

крываются на выровненую заболоченную поверхность водораздела на высоте 1600—1700 *м*, покрытую тонким чехлом морены. Всюду разбросаны эрратические валуны до 2—2,5 *м* в диаметре.

На Семинском хребте от гольцовой вершины горы Сарлык (2506 *м*) язык размытой морены с крупными валунами гранитов до 1,5—2,0 *м* в поперечнике спускается по долине р. Кумалыр, а затем по р. Семе. Свежие же морены фиксируются в нескольких километрах от каров горы Сарлык.

Как показывает изложенный фактический материал по всем названным районам, в наиболее полных разрезах ледниковых отложений, слагающих склоны глубоко врезанных троговых долин (реки Кубадру, Чулышман, Чаган) или высокие (до 200 *м*) террасы (р. Чуя, Катунь), выделяются два горизонта морен пепельно-серого цвета. В долинах рек Чаган и Кубадру наблюдаются выходы более древних ледниковых образований, окрашенных в бурый цвет. Кроме того, к склонам трогов обычно прислонены моренные накопления, образующие серию стадиальных валов и четкие конечноморенные гряды, переходящие в комплекс террас высотой 30—50 *м*, сложенных водноледниковыми отложениями.

Наиболее древний горизонт бурой морены, по Е. Н. Щукиной (1952, 1960), относится к нижнечетвертичному оледенению. Морфологических следов этого оледенения в рельефе Алтая не сохранилось, и существование его в последнее время оспаривается. Н. А. Ефимцев (1958, 1961) считает, что Е. Н. Щукина приняла за морену наиболее древнего оледенения типичные аллювиальные слоистые отложения. Однако приводимые им доказательства аллювиального генезиса этой толщи (Ефимцев, 1961) нельзя признать достаточно убедительными, и вопрос этот требует дальнейшего изучения. По-видимому, не случайно башкаусская морена приурочена к северному склону Курайского хребта, тектоническая активность которого на протяжении кайнозойского времени установлена достаточно твердо (Щукина, 1952; Лунгерсгаузен, Раковец, 1961, и др.). Особенно интенсивные поднятия хребта, которые могли привести к возникновению местных центров оледенения, сопровождались накоплением мощных орогенных пролювиальных образований у его южного подножья. Формирование этих отложений относится к концу неогена — началу четвертичного времени.

Залегающие выше бурой толщи два горизонта морен пепельно-серого цвета, верхний из которых образует холмистоморенный рельеф междуречий на северо-востоке Алтая, по-видимому, принадлежат к двум стадиям одного максимального оледенения. Нижний горизонт в долине Чулышмана (ниже устья р. Узун-Оюк) имеет все характерные признаки морены. Ниже устья р. Саудертем можно проследить фациальный переход типичной морены в плотно сгруженные галечники и валунники. В бассейне Башкауса этот горизонт повсеместно представлен плотно сгруженным валунником (по-видимому, перемытая морена) и перекрыт водноледниковыми галечниками с линзами озерноледниковых ленточных супесей. В долине р. Тускуль валунник перекрывается и подстилается озерноледниковыми отложениями. Залегание валунной морены среди водно- и озерноледниковых образований и содержание в цементе типичного ледникового ила заставляет нас считать заключение Н. А. Ефимцева (1961) об аллювиальном генезисе этого горизонта ошибочным и непоследовательным, поскольку он признает ледниковое происхождение ленточных супесей. Горизонт валунной морены вскрывается лишь в долинах рек и выклинивается по направлению к водоразделам. В составе валунов этого горизонта, обычно хорошо окатанных, преобладают породы, развитые в значительном удалении от областей аккумуляции — в гребневых частях альпийских хребтов. От верхнего горизонта морены он повсеместно отделяется толщей водноледниковых галечников невыдержанной мощности (максимально 60—100 *м*). Содержащиеся в этих отложениях линзы озерноледниковых ленточных

супесей мощностью до 50 *м* (р. Чаган) совсем лишены пыльцевых зерен или имеют сильно обедненные спорово-пыльцевые спектры в отличие от супесей, подстилающих нижний горизонт валунной морены на р. Тускуль. Это, по-видимому, указывает на суровые условия времени их формирования и позволяет сделать заключение о некотором сокращении, а не полном уничтожении ледников в то время и отнести оба горизонта морен к двум стадиям одного (максимального) оледенения. Поэтому водноледниковые галечники и озерноледниковые супеси, разделяющие горизонты морен, видимо, являются межстадиальными, а не межледниковыми образованиями.

Верхний горизонт морены имеет широкое распространение, выполняя не только долины рек, но перекрывая и водоразделы. В составе обломочного материала морены преобладают местные породы, что свидетельствует о широком развитии местных центров оледенения в связи с низким положением древней снеговой границы. Местами морена перекрыта озерноледниковыми ленточными супесями. По своему строению они совершенно аналогичны ленточным образованиям, связанным с нижним горизонтом морены, однако содержат пыльцу, количество которой увеличивается вверх по разрезу (см. рис. 4). Подобный состав спектра свидетельствует о значительном потеплении климата. Поэтому формирование этих отложений можно отнести к концу ледниковой эпохи и началу своеобразного горного межледниковья, когда ледники полностью не исчезали и многие реки и озера имели ледниковое питание.

Следует заметить, что указанная выше закономерность изменения состава пыльцевых спектров для различных стратиграфических горизонтов озерноледниковых отложений не позволяет согласиться с мнением Н. А. Ефимцева (1961), что в озерноледниковых отложениях может содержаться только переотложенная пыльца.

Ни в одном из описанных выше горизонтов в пределах Горного Алтая не было обнаружено фаунистических остатков. Поэтому о возрасте этих образований можно судить лишь по их стратиграфическому положению и по сопоставлению с синхронными отложениями смежных районов.

На восточном склоне Шапшальского хребта, в долине р. Чингекат (левый приток р. Большой Ак-Хем) моренные отложения второй стадии максимального оледенения сопрягаются с пролювиальными образованиями, в которых И. Г. Нордегой в 1949 г., а позже во второй надпойменной террасе Н. А. Ефимцевым (1958), были найдены остатки *Mammutus primigenius* (раннего типа). Согласно определению В. И. Громова, ранний тип мамонта существовал во второй половине среднечетвертичного времени. Таким образом, возраст второй стадии максимального оледенения может датироваться этим временем. В той же долине Большого Ак-Хема морены молодого оледенения располагаются на высоте 1560 *м* и сочленяются с отложениями первой надпойменной террасы. Нижний горизонт морены (катунский, по Е. Н. Щукиной), как это было указано выше, сравнительно быстро выклинивается или замещается водноледниковыми отложениями. В предгорьях Алтая, в низовьях Катуни и Бии, эти осадки фациально замещаются толщей грубого аллювия (скважина у с. Артыбаш, разрез высокой террасы р. Бии у с. Енисейского — см. рис. 2).

В основании грубого аллювия (Щукина, 1952) собраны остатки фауны млекопитающих хазарского комплекса: *Elephas trogontherii* Pohl., крупные *Rhinoceros* sp., *Equus* sp., *Bison priscus longicornis* Grom., существовавший, по В. И. Громову, в первой половине среднечетвертичного времени.

Верхний горизонт морены (майминский Е. Н. Щукиной, 1952) прослеживается на довольно значительном расстоянии. В верховьях р. Бии (у с. Артыбаш) он заканчивается конечноморенными накоплениями, к которым примыкает толща водноледниковых галечников. Ниже по долине они замещаются аллювиальными горизонтальнослоистыми песками и су-

песями с прослоями глин и суглинков. Все эти отложения слагают среднюю часть высокой (60-метровой) бийской террасы, перекрытой сверху лёссовидными суглинками и супесями. В карьерах и расчистках кирпичного завода г. Бийска среди лёссовидных отложений обнаружены кости млекопитающих верхнепалеолитического комплекса: *Rhinoceros antiquitatis. Bos priscus, Cervus* sp., *Mammutus primigenius* Blum. раннего типа (Щукина, 1952).

Вторая стадия максимального оледенения оставила в рельефе Алтая наиболее заметные следы. Общий характер их распределения свидетельствует о том, что размеры и морфология этого оледенения определялись достаточно сложной орографией, созданной интенсивными поднятиями в конце неогена — начале четвертичного периода. При общем похолодании климата во второй половине среднечетвертичного времени оледенением были захвачены не только высокие горные хребты, но и выположенные междуречья с абсолютными высотами до 2000 *м*. Этим и объясняются значительные масштабы среднечетвертичного оледенения.

Оледенение имело различный характер — от покровного и сетчатого в Чулышманском и Укокском районах до горнодолинного в хребтах Центрального и Северо-Западного Алтая. Наибольшие размеры оледенение имело в бассейне Чулышмана, что связано с тем, что широко развитые здесь плоскогорья не препятствовали проникновению влаги в восточном и южном направлениях вплоть до Шапшальского и Курайского хребтов. Кроме этих хребтов, где вследствие их орографии могли развиваться лишь долинные и каровые ледники, крупными центрами оледенения служили древние выровненные поверхности, поднимавшиеся выше снеговой линии, и крупные останцовые массивы (Чулышманские белки, Куркуре-Бажи и др.). От центров оледенения лед широкими потоками растекался в разные стороны. От Ойерского центра, расположенного к северу от Телецкого озера, ледниковый поток спускался по долине р. Клык до с. Бийка и на запад по долине Ойер до с. Артыбаш; от ледникового центра, расположенного в верховьях р. Албас, один язык спускался по долине р. Большой Абакан, а другой — по р. Камге в сторону Телецкого озера. От перевала Сотон-Таш на Чулышманском хребте лед двигался и к долине Чулышмана и к долине Башкауса. С плоских вершин хребта Тонгош массы льда стекали на восток в долину Джундука и на запад в долину Кадрина, а из верховьев Чульчи — по долине Алаша на восток и по долине Карыгема на запад.

Большую роль в перераспределении масс льда играли в этот период и так называемые ледоемы. Этот термин для Горного Алтая был предложен В. П. Нехорошевым (1930), который выделил три ледоема — Укокский, Чуйский и Джулукульский. Позднее А. И. Москвитин (1946) к ледоемам отнес также впадины: Лениногорскую, Марка-Куль и ряд других. Однако при дальнейших работах Е. Н. Щукиной и сотрудников Аэрогеологического треста выяснилось, что не все названные ледоемы могут считаться таковыми, а часть котловин (Чуйская, Лениногорская) вообще полностью не покрывалась льдом.

Вопрос о ледоемах был специально разобран Е. В. Девяткиным, Н. А. Ефимцевым, Ю. П. Селиверстовым, И. С. Чумаковым (1961). В эпоху максимального оледенения крупные межгорные котловины типа Джулукульской, Улаганской, Сорулу-Кольской, Бертекской и других заполнялись льдом, спускавшимся с окружавших гор. Мощность льда, судя по следам экзарации и аккумуляции по бортам котловин, была не меньше 400—500 *м*. Ледники в котловинах не только питались извне, но и приобретали способность к саморазвитию, так как поверхность льда поднималась выше снеговой границы.

От основных центров оледенения лед двигался в основном на север и северо-запад широкими (5—15 *км*) потоками по доледниковым долинам,

захватывая и прилегающие участки водоразделов. Состав эрратических валунов, а также ориентировка форм ледникового рельефа позволяют восстановить общую картину движения ледниковых масс в этом районе. Ледниковые потоки спускались по долинам Чулышмана, Шавлы и Яхан-Сору (левый приток Чульчи). Шавлинский язык, по-видимому, раздваивался. Один его поток пересекал долину Чулышмана, также заполненную льдом, и двигался в Улаганскую котловину; второй ледниковый поток сливался с Чулышманским. Крупные ледниковые потоки двигались по долинам Большого и Малого Абакана. Ледники, спускавшиеся с северных склонов Курайского и Айгулакского хребтов, сливались и двигались мощным потоком по долине Башкауса на север, обтекая отдельные останцовые массивы и вершины с абсолютными высотами 2600—2900 *м*, которые не несут следов ледниковой обработки (гора Чинейлю и др.). На схеме (см. рис. 1) они показаны как области, покрывавшиеся фирном или пассивным льдом. Судя по разности высот, на которых можно встретить валуны, морены, маргинальные каналы и другие признаки пребывания ледников, мощность льда в эту эпоху была по Чулышману порядка 1200 *м*, по Большому Абакану — 600 *м*, по Шавле — 800 *м* и т. п.

В то время как в бассейне Чулышмана имело место оледенение покровного типа, у западного подножия массива Менгун-Тайга и хребта Чихачева долинные ледники, сливаясь между собой, образовывали ледники подножия. На более сухих склонах восточной экспозиции хребта Чихачева и Шапшальского хребта развивались ледники длиной не более 30—40 *км*. Восточная часть Чуйской котловины совсем не несет следов древнего оледенения. Не покрывалась полностью льдом и Курайская котловина. В ее центральной части (карьер у с. Курай) эпохе максимального оледенения отвечает горизонт светлобурых плотных бесструктурных суглинков типа покровных, покрывающий горизонтально слоистые гравийно-галечные озерные отложения. Последние по общему характеру пыльцевого спектра (высокое, до 70%, содержание ели) сопоставляются с озерными образованиями у с. Беле и относятся к первой половине среднего яруса.

Крупным центром оледенения был Северо-Чуйский хребет, где древнее оледенение имело сложный характер. Вдоль южного борта Курайской впадины протягивался ледник подножия, от которого в районе урочища Ештык-Коль лед сползал на запад в долину Шавлы (Аргутской). Долинные ледники восточной части Северо-Чуйского хребта (Джело, Кыскынор) сливались и перекрывали низкое междуречье, а выходя в западную часть Чуйской степи, образовывали общий ледник подножия с ледниками Чаган-Узуна, Чагана, Ирбисту и Елангаша. На южном склоне Южно-Чуйского хребта короткие долинные ледники сливались с широким ледниковым потоком мощностью около 600 *м*, двигавшимся по долине р. Жасатер от обширного Тархатинского ледоема. На восток от этого ледоема ледник спускался в долину р. Тархаты и заканчивался у выхода реки в Чуйскую степь. Другой поток двигался на юг по долине р. Калгуты в Бертекскую котловину. Бóльшая часть плоскогорья Укок в связи с сухостью климата не покрывалась сплошным покровом льда и лишь на останцовых массивах существовали небольшие долинные и каровые ледники. Ледники Табын-Богдо-Ола и долины р. Ак-Алахи, сливаясь, давали мощный ледник подножия, занимавший только западную часть Бертекской котловины. На водоразделе Ак-Алахи и левых притоков Чиндагатуя был расположен местный центр оледенения. От него ледниковые потоки двигались на восток — к долине р. Ак-Алахи, и на запад — к долине Чиндагатуя. От гор в вершинах Кара-Алахи и Чиндагатуя спускались долинные ледники. Боковые морены их лежат на прилегающих частях водоразделов на высоте около 600 *м* над днищами трогов.

Бассейны рек Белой и Черной Берели в эпоху максимального оледенения почти целиком покрывались льдом. Льдами было перекрыто и пло-

скогорье в верховьях рек Белой и Язевой: по-видимому, основная масса льда, выходившая из трогов Катунских белков в эпоху максимального оледенения, двигалась на юг, к верховьям р. Белой, а не вниз по Катуни.

По трогам северного склона Катунских белков в это время спускались крупные долинные ледники. Мощность их и размеры установить трудно, так как северный склон хребта — район значительных неотектонических движений после эпохи максимального оледенения, и в связи с этим склоны трогов сильно расчленены. По-видимому, ледники, двигавшиеся по долинам Аргута и Аккема, сливались и спускались вниз по Катуни до устья Чуи, где к ним присоединялся Чуйский ледниковый поток. Мощность льда у устья Чуи была около 400 *м*. Ниже устья Большого Яломана, по-видимому, единого ледника не было. Отдельные отрезки долины были заняты ледниками, выходящими из боковых притоков Большого Ильдугема, Кадрина, Чемала, Элекмонара.

Деградация ледниковых покровов, по-видимому, продолжалась значительное время. В бассейне Чулышмана, в троговых долинах рек Чульчи, Сайгоныша, Большого Улагана, Паспарты, Оныша и других отмечается по два-три стадиальных вала, которые можно рассматривать как стадии максимального, но, возможно, и как следы постмаксимального оледенения. Нередко при отступании ледники отрывались от областей питания, оставаясь в понижениях рельефа в виде массивов мертвого льда. С постепенным сокращением масс пассивного льда в центральных частях бывших ледоемов (Джулукульский и др.) связано формирование камов, камовых террас, озов. В запруженных льдом и моренным материалом участках долин и котловин возникали озерные бассейны, в которых откладывались ленточные супеси и суглинки. Широкое развитие озер отмечается в этот период и во внеледниковой зоне (Чуйская, Курайская, Уймонская, Котандинская котловины, долины Катуни, Чуи, Урсула и др.), где распространены озерные осадки и своеобразные аккумулятивные и абразионные береговые формы (террасы, валы и др.).

В юго-западной части Чуйской степи, где берегами озера служили края ледников, озерные галечники сформировались за счет водноледниковых образований. Крупные глыбы плавучего льда, оторвавшиеся от ледников, разносили по озеру глыбы и валуны до 3—5 *м* в поперечнике, часто встречающиеся в настоящее время на поверхности степей. Образование озер в большинстве случаев было связано с подпруживанием долин ледниками или массивами мертвого льда. После максимального оледенения в Горном Алтае отмечается оживление эрозии, обусловленное локальными поднятиями. Особенно энергичные движения отмечаются в восточной части Катунского хребта, где отложения максимального оледенения поднятыы относительно днищ верхнечетвертичных трогов на высоту 300—350 *м* (реки Аккем, Иедыгем) и 600 *м* (р. Аргут.)

Последующее похолодание на фоне продолжающегося поднятия хребтов привело к развитию нового оледенения (постмаксимального). Это оледенение многие геологи называют последним (Титова, 1957; Ивановский, 1961); Ю. П. Селиверстов (1959) — катонским, Е. Н. Щукина (1952, 1960) — чибитским, Л. А. Варданянц (1938) — вюрмским.

Подсчетом депрессии снеговой границы последнего оледенения и изучением его стадий занимались Л. Н. Ивановский (1961), З. А. Титова (1957), Л. А. Варданянц (1938), Н. А. Ефимцев (1961). Следует указать на очень небольшую точность подсчетов, так как обычно трудно учесть тектонический фактор. Для максимальной стадии последнего (постмаксимального) оледенения депрессия снеговой границы была на Южно-Чуйских белках — 600—700 *м*, на хребте Северо-Чуйские белки — около 700 *м* (Ивановский, 1961). Наши подсчеты по методу Гефера (Калесник, 1939) дают для Шапшальского хребта цифры порядка 600 *м* (северный склон) и 400 *м* (южный склон), для Табын-Богдо-Ола — 450 *м*, для хребта Южный

Алтай — 500 *м*, для Катунского хребта около 650 *м*. В общем намечается закономерное уменьшение депрессии снеговой линии по мере движения на юго-восток Алтая, а также на склонах южной экспозиции по сравнению с северными.

Постмаксимальное оледенение, оставившее особенно свежие следы в рельефе Алтая, в общем развивалось по тому же пути, что и предшествовавшее. В связи с более высоким, чем в эпоху максимального оледенения, положением снеговой линии оно имело меньшие размеры и ясно выраженный горнодолинный характер. В пределах хребтов ледниковые отложения этого времени распространены в троговых долинах. У подножия Шапшальского хребта, в пределах Чуйской, Курайской и Бертекской котловин видны четкие конечноморенные валы, перекрывающие ледниковые образования эпохи максимального оледенения. Они отличаются от последних не только степенью сохранности, но и отсутствием на них береговых линий озер, заполнявших впадины (Чуйскую, Курайскую) в конце эпохи максимального оледенения и в межледниковое время.

К свежим моренам постмаксимального оледенения примыкают низкие террасы, сложенные водноледниковыми отложениями с характерным микрорельефом («струйчатый» рисунок на аэрофотоснимке).

В предгорьях Алтая, в низовьях рек Бии и Катуни комплекс аллювиальных (боровых) террас вложен в отложения высокой (бийской) террасы. Из песков этих террас, по данным Е. Н. Щукиной (1952), в сорока трех пунктах собраны кости млекопитающих, среди которых определялись остатки, принадлежащие: *Alces* L., *Alces* sp., *Bison (Bos)* sp., *Bison priscus*, *Equus* sp., *Elephas primigenius, Rhinoceros* sp., *Equus caballus, Cervus* sp. Этот комплекс фауны может быть отнесен к верхнепалеолитическому, существовавшему в верхнечетвертичное время.

В Западной Туве, по данным Н. А. Ефимцева (1961), во всех долинах конечные морены последнего оледенения четко смыкаются с первой надпойменной террасой.

Таким образом, постмаксимальное оледенение Алтая с достаточной уверенностью можно отнести к верхнечетвертичному времени.

Сопоставление положения конечных морен максимального и постмаксимального оледенений позволят считать, что в ряде районов, преимущественно на склонах альпийских хребтов, испытавших поднятие в межледниковое время, постмаксимальное оледенение по своим размерам почти не уступало максимальному (восточный склон Шапшальского хребта, Южно-Чуйский, Северо-Чуйский, Катунский хребты и др.). В пределах этих хребтов, несмотря на общее для всего Алтая повышение снеговой линии, в связи с поднятиями размеры областей питания практически не изменились — ими оставались те же кары альпийской зоны, что и определило близкие размеры масштабов оледенений. Вместе с тем обширные площади древней выровненной поверхности на северо-востоке Алтая со средними абсолютными высотами 1800—2200 *м* оказались в эту эпоху ниже снеговой границы, и разница в площадях оледенений могла быть весьма значительной.

Если морены максимального оледенения можно встретить на высотах от 800 *м* в долине Урсула, Бухтармы и в других местах, а на восточном склоне Шапшальского хребта и массива Менгун-Тайга на высоте до 2200—2300 *м*, то конечные морены постмаксимального оледенения располагаются на высотах от 1500 *м* (Теректинский хребет) на западе, до 2400 *м* на юго-востоке (Бертекская котловина). Таким образом, разница абсолютных отметок положения конечных морен в обе эпохи составляет 900—1000 *м*, что, по-видимому, примерно соответствует климатическому изменению высоты древней снеговой линии. Изменение высоты современной снеговой границы по мере движения с северо-запада на юго-восток также составляет 1000—1050 *м*.

Ледники в эпоху постмаксимального оледенения имели разнообразные типы: долинный, каровый, висячий. Долинные ледники достигали 35—40 *км* в длину, причем на северных склонах они, как правило, были длиннее, чем на склонах южной экспозиции. Например, на Южно-Чуйском хребте ледники, спускавшиеся с северного склона в Чуйскую степь, достигали в длину 20—22 *км* (Ирбисту, Тархатинский), а Чаганский язык — 40 *км*. В это же время ледники южного склона (Тюнь, Узургу) не превышали 15—16 *км* в длину. В Теректинском хребте в эту эпоху ледники имели длину 7—8 *км*, в Холзуне — 3—5 *км*, а в Бащелакском хребте имели место каровые, висячие и короткие (2—3 *км*) долинные ледники.

В эпоху деградации постмаксимального оледенения долинные ледники в ряде троговых долин оставили стадиальные морены, изучавшиеся И. М. Мягковым (1936), К. Т. Тюменцевым (1936), З. А. Титовой (1957), Л. Н. Ивановским (1961) и др. Однако количество стадий даже в соседних долинах настолько различно, что с трудом они могут быть сопоставлены. Поэтому все схемы (Варданянц, 1938, и др.) нуждаются в существенной доработке и коррективах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Горного Алтая имеется несколько разновозрастных горизонтов ледниковых отложений и связанных с ними форм рельефа, свидетельствующих о неоднократном оледенении этой территории в четвертичное время. Вместе с тем при отсутствии палеонтологически охарактеризованных межледниковых образований выводы о возрасте оледенений являются дискуссионными (см. схему).

Вопрос о масштабах и формах нижнечетвертичного оледенения, следы которого в рельефе Алтая выявлены недостаточно, а ледниковый генезис соответствующих отложений не нашел общего признания (Н. А. Ефимцев и др.), требует дальнейшего изучения. Тот факт, что Алтайская горная страна в конце неогена и в нижнечетвертичное время испытала интенсивное общее и локальные поднятия, делает существование этого оледенения весьма вероятным.

Среди более молодых ледниковых отложений, широко распространенных в Горном Алтае, выделяются два разновозрастных комплекса, которые относятся к двум самостоятельным оледенениям: максимальному — среднечетвертичному и постмаксимальному — верхнечетвертичному. Связанные с этими комплексами ледниково-аккумулятивные формы рельефа находятся в определенных морфологических соотношениях как между собой, так и с доледниковым рельефом и, кроме того, обладают различной степенью сохранности.

Комплекс отложений эпохи максимального оледенения имеет сложное строение. Он состоит из двух горизонтов морен пепельно-серого цвета и связанных с ними водноледниковых галечников и озерноледниковых ленточных супесей (не менее трех горизонтов). Последние занимают различное стратиграфическое положение и характеризуются разным составом пыльцевых зерен. Озерноледниковые ленточные супеси, разделяющие два горизонта морен максимального оледенения, не могут рассматриваться как межледниковые (Щукина, 1952) образования, и поэтому эти горизонты морен следует отнести к двум стадиям одного оледенения.

В современном рельефе Алтая ледниковые отложения максимального оледенения образуют моренные чехлы со сглаженным холмистым рельефом на пологих междуречьях, выполняя межгорные впадины и частью речные долины. В последних они нередко слагают борта молодых трогов или высокие (до 200 *м*) террасы. К этому же комплексу относятся сильно размытые сглаженные холмы по периферии свежих морен с четким фронтальным краем у подножий альпийских хребтов.

СХЕМА

СОПОСТАВЛЕНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ЭПОХ ГОРНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ РАЗНЫХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

Отдел четвертичной системы	Ярус	В. А. Обручев, 1914 г.	И. Г. Гранэ, 1914—1917 гг.	С. А. Яковлев, 1915 г.; В. П. Нехорошев, 1932 г.	А. М. Кузьмин, 1929 г.	Б. Ф. Сперанский, 1937 г.	М. С. Калецкая, 1937 г.	Л. Н. Варданянц, 1938 г.; Л. А. Раговин, 1942 г.; К. Г. Тюменцев, 1939 г.
Современный	Q_4							Стадии: современная, XVII—XIX вв., аккемская, кочурлинская и др.
Верхний	Q_3^4		Артыбашская стадия		IV оледенение—вюрм	Кокузекское оледенение	Стадия отступания II оледенения	IV вюрмское оледенение. Стадии вюрма
	Q_3^3					Кокузекско-Чуйское межледниковье		Межледниковье
	Q_3^2	II эпоха продвижения ледников	Вюрмское оледенение	II оледенение	III оледенение—рисс	Чуйское оледенение	II оледенение — вюрм	III рисское оледенение
	Q_3^1					Чуйско-ештыкольское межледниковье		
Средний	Q_2^4							
	Q_2^3							Межледниковье
	Q_2^2	I эпоха максимального развития ледников	Рисское оледенение	Древнее максимальное оледенение	II оледенение — миндель	Ештыкольское оледенение	I оледенение (максимальное) — рисс	II миндельское оледенение
	Q_2^1					I межледниковая эпоха		Межледниковье
Нижний	Q_1				I оледенение — гюнц	I материковое оледенение		I гюнцское оледенение
Отдел четвертичной системы	Ярус	В. А. Шарков, 1947 г.	Е. Н. Щукина, 1952 г.	Ю. П. Селиверстов, 1956 г.	Н. А. Ефимцев, 1961 г.	Л. Д. Шорыгина, 1960 г.	Е. Н. Щукина, 1960 г.	О. А. Раковец и др., 1961 г.
Современный	Q_4							
Верхний	Q_3^4	Аккемское оледенение	Аккемское оледенение, верхнемаймин-ское оледенение	Катонское оледенение	Стадия последнего оледенения		Менский стадиал	Стадии постмаксимального оледенения
	Q_3^3							
	Q_3^2	Катунское оледенение	Нижнемаймин-ское оледенение	Книжирское оледенение	Последнее оледенение	Последнее оледенение	Чибитское оледенение	Постмаксимальное оледенение
	Q_3^1							
Средний	Q_2^4				Предпоследнее оледенение		Майминское оледенение или стадия	Максимальное оледенение, II стадия
	Q_2^3							
	Q_2^2	Майминское оледенение	Катунское оледенение	Урыльское оледенение		Древнее оледенение	Катунское оледенение	Максимальное оледенение, I стадия
	Q_2^1							
Нижний	Q_1	Бийское оледенение	Башкаусское оледенение			Шалашское оледенение	Башкаусское оледенение	Башкаусское оледенение

Комплекс ледниковых отложений, связанных с эпохой постмаксимального оледенения, сходен по литологическому составу с ледниковыми образованиями максимального оледенения. С распространением этих отложений обычно связан ярко выраженный холмистоморенный рельеф, четкие конечноморенные и стадиальные валы и комплекс низких террас.

Ледниковые отложения максимального и постмаксимального оледенений находятся между собой в достаточно четких морфологических соотношениях, обусловленных тектонической жизнью отдельных частей Алтайской горной страны в разделяющую их межледниковую эпоху. В областях, испытавших поднятие (Курайский, Южно-Чуйский, Северо-Чуйский, Катунский хребты), ледниковые отложения максимального и постмаксимального оледенений разделены достаточно глубоким, до 300 (р. Чаган) — 600 *м* (р. Аргут), эрозионным врезом. Это позволяет при отсутствии палеонтологически установленных межледниковых отложений прийти к выводу о двух разновременных оледенениях (первое из которых было максимальным), а не разных стадиях одного оледенения. В районах слабого проявления тектонических поднятий или относительных опусканий (Чуйская, Курайская, Джулукульская, Бертекская котловины) обычно наблюдается наложение молодого комплекса на более древний.

Именно недооценка роли тектонических движений этого времени, игнорирование таких фактов, как наличие вложенных трогов, приуроченность ледниковых отложений максимального оледенения к таким элементам рельефа, как борта древних трогов, высокие тектонические уступы, а также комплекс высоких (до 200 *м*) террас и привели Н. А. Ефимцева (1961) к ошибочному выводу о широком развитии на Алтае следов только верхнечетвертичного (последнего) оледенения.

Последнее оледенение, по представлениям Н. А. Ефимцева, было по занимаемой площади максимальным. С этим также нельзя согласиться. Большая разница в площадях развития максимального и постмаксимального оледенения (главным образом на северо-востоке Алтая) объясняется в первую очередь тем, что в этих районах главными центрами оледенения в эпоху максимального оледенения служили поверхности высоких нагорий, которые в эпоху постмаксимального оледенения оказались ниже снеговой границы. Вместе с тем в районах, испытавших интенсивные локальные поднятия в межледниковое время (Южно-Чуйский, Катунский хребты и др.), в связи со слабым изменением размеров областей питания масштабы тех же оледенений были весьма близкими.

Однако признание активных тектонических движений и достаточно интенсивного проявления эрозии в межледниковое время не дает оснований считать, как это делали многие исследователи Алтая (В. П. Нехорошев и др.), что максимальное оледенение развивалось в условиях слаборасчлененного рельефа и повсеместно имело покровный характер. Изучение закономерностей распределения следов максимального оледенения и их соотношений с доледниковым рельефом позволяет сделать вывод, что это оледенение развивалось в условиях сложного горного рельефа, в орографической обстановке, весьма близкой к современной. Оно имело многочисленные центры (поверхности высоких нагорий, гребневые части основных хребтов и т. д.) и в разных районах различный характер в зависимости от условий рельефа и климата (покровный, сетчатый, горнодолинный с крупными ледниками подножия и горнодолинный).

Постмаксимальное оледенение, меньшее по своим масштабам, развивалось в общем в том же плане, что и максимальное, и имело в основном горнодолинный характер.

ЛИТЕРАТУРА

Аксарин А. В. О четвертичных отложениях Чуйской степи.— Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1937, № 5.

Бубличенко Н. А. Происхождение Телецкого озера.— Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 3.

Варданянц Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа.— Известия Гос. геогр. об-ва, 1938, т. 70, вып. 3.

Гранэ И. Г. О значении ледникового периода для морфологии Северо-Восточного Алтая.— Записки Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1916, т. 38.

Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В. Основные принципы подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница.— Известия АН СССР, серия геол., 1958, № 5.

Девяткин Е. В., Ефимцев Н. А., Селиверстов Ю. П., Чумаков И. С. О так называемых алтайских ледоемах. Автореферат доклада.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, серия геол., 1961, № 3.

Дубинин С. Ф. К вопросу о пенеплене Алтая.— Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1940, № 2.

Дубинкин С. Ф. О так называемой маймИнской «морене» на Горном Алтае.— Сов. геология, 1961, № 4.

Ефимцев Н. А. О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Известия АН СССР, серия геол., 1958, № 9.

Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и Восточного Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 6, 1961.

Ивановский Л. Н. К вопросу о древнем оледенении Северного Алтая.— Труды Томского гос. ун-та, № 1, 1956а, т. 133.

Ивановский Л. Н. Особенности древнего оледенения Алтая.— Труды Томского гос. ун-та, № 1, 1956б, т. 133.

Ивановский Л. Н. Новые данные по современному и древнему оледенению Теректинского хребта на Алтае.— Труды Томского гос. ун-та, т. 147, 1957.

Ивановский Л. Н. Последнее оледенение Горного Алтая.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Калесник С. В. Общая гляциология. М.— Л., 1939.

Калецкая М. С. Геоморфологические работы на территории Алтайского заповедника.— Известия АН СССР, геогр. серия, 1938, № 4.

Кузнецов Ю. А. К геоморфологии северо-западной окраины Алтая.— Известия Томского политехн. ин-та, 1950, т. 65, вып. 2.

Кузьмин А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской обл.— Известия Зап.-Сиб. геол. ком-та, 1929, т. 8, № 2.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные о третичных отложениях Юго-Восточного Алтая.— Труды Всес. аэрогеологического треста, № 5, 1958.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений предгорных и горных районов Восточного Алтая и Западной Тувы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 31, 1960.

Москвитин А. И. Алтайские ледоемы.— Известия АН СССР, серия геол., 1946, № 5.

Мягков И. М. Морены ледников Белухи.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1963, № 1—2.

Нехорошев В. П. Современные и древние оледенения Алтая.— Труды 3-го Всес. съезда геологов, вып. 2, 1930.

Нехорошев В. П. Древнее оледенение Алтая.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, вып 1, 1932.

Обручев В. А. Алтайские этюды. 1, 2.— Землеведение, 1915, кн. 3, № 4.

Падуров Н. Н. Геологические исследования в Чуйских Альпах летом 1926 г.— Известия Геол. ком-та, 1927, т. 46, № 4.

Попов В. Е. Четвертичные отложения долины Катуни. Автореферат диссертации. Томск, 1954.

Рагозин Л. А. Материалы четвертичной истории Центрального Алтая.— Вопросы геологии Сибири, 1945, т. 11.

Селиверстов Ю. П. Четвертичные оледенения Южного Алтая.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, четвертичная геология и геоморфология, вып. 2, 1959.

Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, вып. 5.

Титова З. А. Возраст ледниковых отложений верховьев Аргута на Алтае.— Труды Томского Гос. ун-та, т. 147, 1957.

Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая.— Записки Всес. геогр. об-ва, новая серия, 1949, т. 9.
Тюменцев К. Г. Отчет горногляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции в 1933 г.— Труды ледниковой экспедиции АН СССР по провед. II междунар. полярного года, вып. 6, 1936.
Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, серия геол., № 26, 1960.
Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий. (Библиотека отд. геол.-геогр. наук АН СССР). М., 1952.
Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и их стратиграфия на территории Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.
Яковлев С. А. К вопросу о ледниковом периоде на Алтае.— Труды СПб общества естествоиспытателей, т. 11, вып. 1, 1909.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXII

Е. В. ДЕВЯТКИН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

ВВЕДЕНИЕ

Отложения, выделяемые в настоящей работе в эоплейстоцен [1], ранее относились по возрасту к различным горизонтам кайнозоя от миоцена до среднего плейстоцена (Аксарин, 1937; Щукина, 1953). Причина подобных взглядов заключалась прежде всего в сложной фациальной изменчивости эоплейстоценовых осадков, отсутствии надежных маркирующих горизонтов, неполном палеонтологическом обосновании разрезов. Поэтому нередко фациально различные толщи принимались исследователями за стратиграфически разные горизонты.

В результате работ последних лет Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (Всесоюзный аэрогеологический трест) были установлены истинные взаимоотношения плиоцен-нижнечетвертичных горизонтов, разработана их наиболее обоснованная стратиграфическая схема. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) впервые выделили наиболее древнюю — кызылгирскую свиту, относимую по возрасту к верхам среднего — верхнему плиоцену, и бекенскую свиту (пролювиальный комплекс Е. Н. Щукиной), разделенную на две подсвиты. Однако указанные авторы, поместив эти свиты в верхнюю часть разреза неогена и в основание нижнего плейстоцена, отметив их общие литологические черты, не объединили их в определенный стратиграфический комплекс осадков. Они предложили проводить границу между неогеном и четвертичной системой внутри этого однородного комплекса — между кызылгирской и нижнебекенской свитами. В последней работе Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) еще дальше отошли от первоначально предложенной ими (и наиболее, на наш взгляд, верной) стратиграфической схемы. В этой работе кызылгирскую свиту они по-прежнему оставляют в плиоцене. В эоплейстоцене (неоплиоцене) выделяются бекенская свита (с двумя подсвитами) и терекская свита. Валунно-галечные осадки, вскрывающиеся по рекам Кубадру и Чаган (башкаусский горизонт Е. Н. Щукиной), ранее справедливо сопоставленные авторами с верхней подсвитой бекенской свиты, выделяются в самостоятельный — нижнеплейстоценовый — горизонт и генетически трактуются как ледниковые и водноледниковые образования.

Е. Н. Щукина (1960) предложила другой вариант схемы стратиграфии эоплейстоцена Горного Алтая. Она выделяет два горизонта — доледниковый (семиаридный) и башкаусский (ледниковый). К первому относятся выделенные Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец кызылгирская и бекенская свиты, а ко второму — наиболее древние ледниковые отложения по рекам Кубадру и Чаган.

---

[1] К эоплейстоцену, согласно схеме, предложенной В. И. Громовым, И. И. Красновым, К. В. Никифоровой, Е. В. Шанцером на VI конгрессе INQUA в Варшаве, относится верхняя часть плиоцена — нижний плейстоцен схемы 1932 г., принятой в организациях Государственного геологического комитета СССР.

Как видно из краткого рассмотрения схем стратиграфического расчленения плиоцен — нижнечетвертичных отложений, в настоящее время еще нет единого взгляда по этому вопросу.

Эоплейстоценовые осадки Юго-Восточного Алтая имеют ряд объединяющих характерных черт, позволяющих рассматривать их как единый стратиграфический комплекс пород. По своей литологии, условиям распространения, фациальным изменениям и степени дислоцированности они резко отличаются от лежащих ниже осадков верхнего палеогена — неогена. Это преимущественно грубые отложения — конгломераты, конгло-брекчии, полимиктовые пески, галечники, реже алевриты, известняки и глины. Они выделяются своей значительной ожелезненностью, буроватыми и красновато-бурыми тонами окраски, чем резко отличаются как от неогеновых, преимущественно голубовато-серых, так и от более молодых антропогеновых, преимущественно палево-серых, образований. Другой отличительной особенностью осадков эоплейстоцена является их резкая фациальная изменчивость, четко определяемая тектоно-геоморфологическими условиями накопления осадков. Пролювиальные фации развиты в местах сопряжения горных хребтов и впадин; аллювиальные фации приурочены к эрозионным долинам, врезанным в неогеновые осадки и в древние донеогеновые породы, а озерные осадки накапливаются преимущественно в областях относительных прогибаний в котловинах. Резкие фациальные изменения эоплейстоценовых отложений — быстрые переходы от грубых красноцветных пролювиальных конгломератов до алевритов и озерных известняков, значительные изменения мощностей осадков (от 250 до 30 *м*) на близких расстояниях — все это затрудняет сопоставление отдельных горизонтов даже в близко расположенных разрезах. Обычно эоплейстоценовые осадки залегают горизонтально, лишь в прибортовых частях котловин вблизи от зон разломов бывают затронуты разрывными и складчатыми нарушениями и залегают с размывом и несогласием на всех более древних кайнозойских осадках. В центральных частях котловин устанавливается резкая литологическая смена неогеновых и эоплейстоценовых осадков. Эти факты свидетельствуют о значительных тектонических движениях перед отложением эоплейстоценовых пород, что наряду с резко отличным характером литологии осадков, различиями в фауне и флоре четко определяет нижнюю границу эоплейстоценовых осадков в пределах Юго-Восточного Алтая.

СТРАТИГРАФИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА

Схема подразделения эоплейстоцена в Чуйской котловине к настоящему времени наиболее полно разработана Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец (1958, 1961). В результате наших исследований в 1960—1961 гг. был собран новый материал по строению осадков эоплейстоцена в центральных частях впадины с использованием данных бурения, сделаны богатые сборы новых групп ископаемых организмов (млекопитающие, моллюски, рыбы), позволившие более уверенно датировать выделенные свиты.

В Чуйской котловине выделяется три литологически и палеонтологически отличающихся друг от друга горизонта эоплейстоцена. Целесообразно за двумя нижними горизонтами сохранить существующие названия свит — кызылгирской и бекенской, впервые предложенных Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец (1958), а верхний — называть вслед за Е. Н. Щукиной (1953) башкаусским.

Кызылгирская свита (Q_1^1 kg). Отложения этой свиты обнажаются в западной части Чуйской котловины в бассейнах нижнего течения рек Чаган-Узун, Ак-Каи, Кызыл-Чин, Туерык и вскрываются в скважинах вдоль ее южного борта.

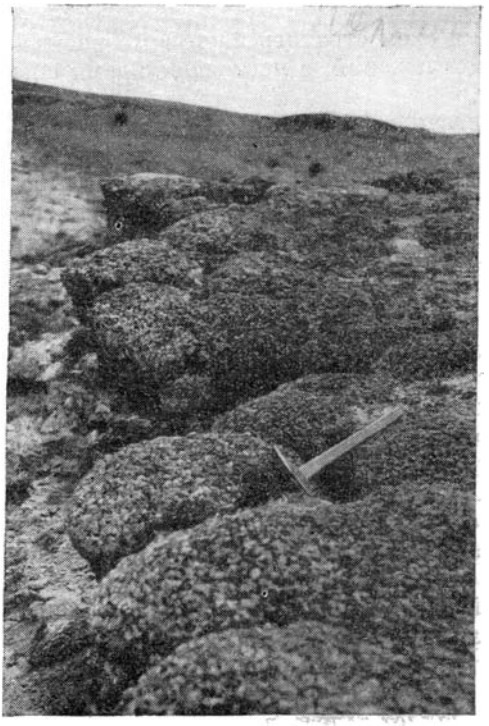


Рис. 1. Бронирующие горизонты строматолитов кызылгирской свиты (Q_1^1 kg) на левобережье р. Чуи близ устья р. Чаган-Узун

Нижние горизонты свиты вскрыты в небольших оврагах, на левом берегу р. Чуи, в 3,5 *км* к северо-востоку от высоты 1992,2 *м*, где впервые были описаны Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец (1958). Они представлены грубослоистыми галечниками и щебеночниками, сцементированными песчаным, сильно карбонатным заполнителем. Отмечаются прослои известковистых алевритов и глин. Выше по разрезу начинают преобладать светло-буроватые пески с мелкой щебенкой. В породах отмечаются линзы и прослои ракушника, состоящего из раковин мелких вивипарид. Самую верхнюю часть разреза образуют дырчатые грязно-серые известняки комковатой текстуры и небольшой (1,2—1,5 *м*) мощности. Этот горизонт известняков перекрывает описанные отложения, обнажающиеся в овраге. Все коренные склоны оврагов как бы обволакиваются строматолитовыми известняками. Строматолиты образуют целые колонии, сохранившиеся в залегании in situ мощностью до 1,7 *м*. Местами наблюдается многоэтажное строение колоний — переслаивание пористых рыхлых желтовато-серых известняков с неправильной бугристо-почковидной поверхностью и слившихся между собой горизонтов куполовидных строматолитов. Бронирующие пласты многослойных строматолитовых построек мощностью от 0,5 до 2,5 *м* покрывают останцовые возвышенности водоразделов Чаган-Узун — Кызыл-Чин, Чаган-Узун — Чуя (рис. 1).

В. П. Маслов, описавший алтайские строматолиты по сборам Е. Н. Щукиной в районе р. Чаган-Узун, отнес их к типу *Collenia ferrata* (Маслов, Щукина, 1960). В своей новой работе Маслов (1960) определил указанную форму как *Collenia flabelliformis granulosa* Masl. Этот автор приводит ряд примеров образования строматолитов в условиях пресных и слабосоленых озер. Такие примеры имеются также у Д. И. Наливкина (1956), Эрдлей (Eardley, 1938). Наиболее благоприятны для образования строматолитов, по данным В. П. Маслова, прибрежные части бассейнов с глубинами около 20 и даже 5—10 *м*, сравнительная выровненность этой части подводной абразионной поверхности с отдельными выступами островов и банок, малый принос минерального материала, обилие органической жизни.

По сравнению с разрезом основания свиты характер ее средних горизонтов меняется. Вблизи склона Курайского хребта резко возрастает роль грубообломочных пород, преобладающих в разрезе. Все породы ожелезнены, имеют ржаво-бурую окраску и представлены песчано-галечными пачками. В верхних горизонтах появляются грязно-бурые и сероватые маломощные строматолитовые известняки, образующие на выступах коренных пород бронирующие покровы мощностью 0,6—1,2 *м*. Как показывает

бурение, мощность отложений свиты очень не выдержана, она изменяется от 1,0 до 15—18 *м* в понижениях рельефа палеозойского основания. Все породы содержат многочисленную фауну пресноводных моллюсков, иногда образующих горизонты ракушника (0,1—0,5 *м*). Встречаются также кости рыб и семена *Scirpus radicans* (определение Ю. М. Трофимова).

Описанная часть разреза представлена фациями пролювиального и прибрежно-озерного (возможно, озерно-дельтового) типа.

С удалением от Курайского хребта, в более центральных частях древнего озерного бассейна (район левобережья р. Чуи), в понижениях между останцовыми массивами начинают преобладать горизонтальнослоистые пески и алевриты с прослоями гравия и мелкой гальки. Ярко выраженная ожелезненность и «красноцветность» пород пропадает, характерны серые и светло-серые (почти белесые) тона окраски. Породы содержат обильную фауну вивипарид, крупные униониды, кости рыб.

Наиболее полный разрез отложений кызылгирской свиты вскрывается в ряде обнажений по р. Кызыл-Чин, в 4 *км* выше устья р. Ак-Кая (рис. 2, 3). Здесь видны все три свиты эоплейстоцена. Отложения кызылгирской и бекенской свит образуют единый комплекс осадков сложного генезиса. Наблюдается переслаивание озерных, озерно-дельтовых и пролювиальных горизонтов. Самую верхнюю часть разреза эоплейстоцена занимают слоистые аллювиальные галечники башкаусской свиты. Сверху вниз по долине р. Кызыл-Чин в разрезах двух нижних свит наблюдается постепенная фациальная смена аллювиальных и пролювиальных отложений озерными. В основании эоплейстоцена прослеживается базальный горизонт плохо окатанного галечника. Выше залегает толща бурых песков, алевритов, содержащих прослои галечников и щебня. Ниже по долине реки появляются горизонты известняков, линзы и прослои строматолитов. Все отложения содержат многочисленные остатки фауны моллюсков, рыб, остракод. Здесь же были обнаружены кости млекопитающих.

Описанные разрезы кызылгирской свиты позволяют наметить некоторые особенности ее литологии. У склона Курайского хребта преобладают пролювиальные грубые резко ожелезненные осадки бурого и кирпично-бурого цвета. В озерных фациях этой толщи ожелезненность не выражена столь резко; она проявляется лишь в прослоях аллювиальных и пролювиальных песков и гравийников, залегающих среди озерных осадков. Глины, алевриты и известняки имеют светло-серые, зеленоватые тона, не характерные, на первый взгляд, для отложений эоплейстоцена, но тем не менее присутствующие в озерных фациях. Мощности отложений свиты также зависят от характера фаций. В пролювии они увеличиваются до 30—50 *м*, сокращаясь в озерных глинисто-песчаных фациях до 10—15 *м*

Как справедливо указывают Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958), соотношение пород кызылгирской свиты с вышележащими осадками бекенской свиты устанавливается с трудом. В единственном разрезе по р. Кызыл-Чин видно, что они представлены одними фациями, образуя единый литологический комплекс осадков. Различие в фауне пресноводных моллюсков позволяет условно проводить границу между этими свитами по кровле пласта (1,0 *м*) известняка. Хуже дело обстоит у подножия хребтов, окружающих Чуйскую котловину, где пролювиальные осадки не охарактеризованы палеонтологически. Остается допустить, что осадки свиты в какой-то мере участвуют в строении этих пролювиальных комплексов, занимая в них самое низкое положение. Нам представляется, что их роль очень невелика, а основные площади осадконакопления свиты совпадают с прогнутыми частями котловины, где развиты озерные и прибрежно-дельтовые фации.

Отложения эоплейстоцена у южного борта котловины, вскрывающиеся скважинами 101—103, 105, 107, 108 выше озерных осадков неогена,

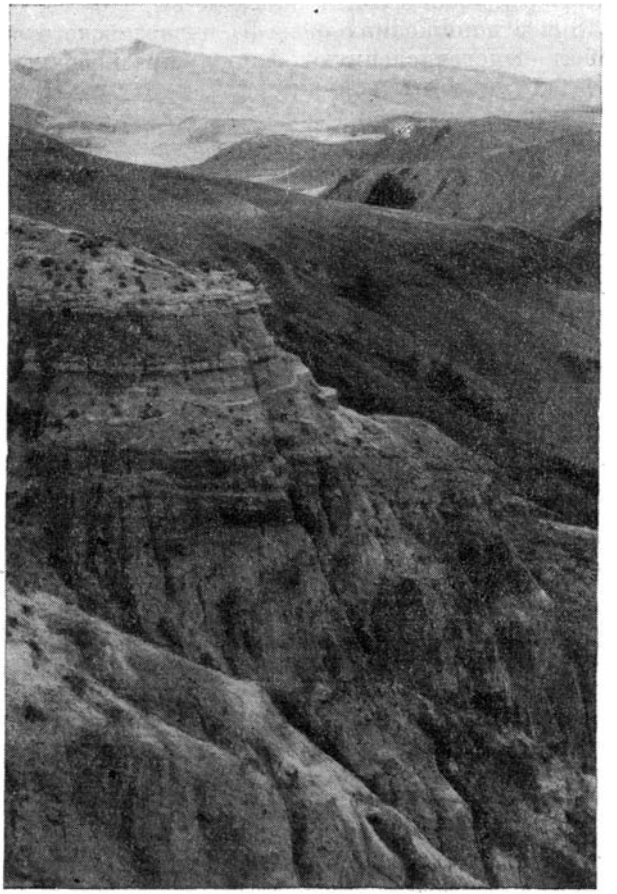


Рис. 2. Обнажение пород кызылгирской свиты (Q_1^1 kg) по р. Кызыл-Чин выше устья р. Ак-Кая

представлены толщей преимущественно песчано-алевритового и гравийного состава мощностью от 15—25 до 65—85 *м*. Породы ожелезнены, окрашены в светло-бурые и бурые цвета, а обломочный материал затронут выветриванием. В скважине 103 алеврито-глинистые осадки кызылгирской свиты содержат многочисленную фауну остракод, пресноводных моллюсков и рыб. Четкая горизонтальная слоистость отложений и обилие фауны позволяют считать их озерными и предполагать, что такого типа осадки распространены и в самых центральных частях котловины.

Отложения кызылгирской свиты довольно богаты органическими остатками, особенно фауной пресноводных моллюсков. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) считают, что в вертикальном разрезе можно выделить ряд палеонтологических зон, соответствующих в общем левантинским слоям Западной Европы, т. е. среднему и основанию верхнего плиоцена. Ими отмечаются такие формы, как *Viviparus fuchsi-suessi* Neum. *V.* ex gr. *contecta* (aff. *cassaretto* Rous.), *V.* aff *balatonicus* Neum., *V. kagarliticus* Lung., *V.* ex gr. *achotinoides* Desh.

Я. И. Старобогатов (Девяткин, Старобогатов, 1961), изучавший малакофауну кызылгирской свиты по нашим сборам, также считает, что в разрезе свиты можно наметить несколько палеонтологических зон. Наиболее нижняя (разрез на левом берегу р. Чуи) содержит весьма эндемичный комплекс, насчитывающий около 25—27 видов гастропод и 6 видов двустворчатых. Характерной особенностью фауны гастропод является то,

что они образуют группы близких друг другу видов, причем большинство их членов отличаются от всех известных в ископаемом состоянии форм и лишь немногие проявляют сходство с внеалтайскими видами, что позволяет судить об их систематическом и стратиграфическом положении. Из нескольких видов вивипарид два вида близки к представителям широко распространенного на востоке Азии (по меньшей мере с плиоцена) рода *Sinataia*. Я. И. Старобогатовым были описаны следующие новые виды: *Sinataia (sinataia) sibirica* sp. n., *S. (sinataia) altaica* sp. n. *S. (sibirataia) tschuica* sp. n., S. (*sibirataia*) *lungershauseni* sp. n., S. (*sibirataia*) *conus* sp. n.

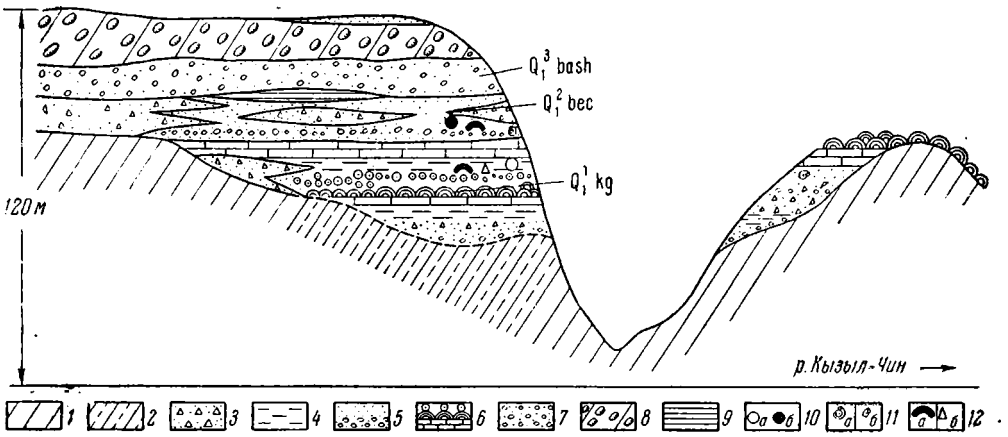


Рис. 3. Разрез кайнозойских отложений по р. Кызыл-Чин

1 — палеозойские породы; *2* — «корни» коры выветривания (el Pg.). Отложения кызылгирской и бекенской свиты (Q_1^1 kg — Q_1^2 bec): *3* — пролювиальные щебни; *4* — озерные алевриты; *5* — аллювиальные пески и галечники; *6* — строматолитовые известняки. Отложения башкаусской свиты (Q_1^3 bash): *7* — аллювиальные галечники. Отложения плейстоценового ледникового комплекса: *8* — морена; *9* — ленточные глины. Фауна млекопитающих: *10а* — *Hipparion* sp.; *10б* — *Rhinoceros* sp. Пресноводные моллюски: *11а* — плиоцен — четвертичный комплекс; *11б* — левантинский комплекс; *12а* — остракоды; *12б* — спорово-пыльцевые спектры

Наиболее интересны *Pyrgula* — подобные формы, отнесенные к новым видам байкалий, среди которых выделяются *Baicalia subanculata* sp. n., *B. altaica* sp., n., *B. medicincta* sp. n., *B. martinsoni* sp. n., *Baicalia* sp. n. Нахождение байкалий вне впадины Байкала является очень интересным фактом и вполне согласуется с мнением Г. Г. Мартинсона о широком распространении указанного рода в неогене (Мартинсон, 1955; Мартинсон и Попова, 1959).

Ниже приводим полный список форм ископаемых моллюсков, определенных Я. И. Старобогатовым в основании кызылгирской свиты: *Armiger* sp., *Valvata piscinalis* (Müll.) ssp. n., *Limnaea* cf. *gracilenta* (Martins), *L. auricularia, L.* ssp. n., *L. subangchia* sp. n., *Anisus* (*Gyraulus*) *acronicus* Fer., A. *(Gyraulus) macroconcha* sp., n., *A. (Pseudocarinogyraulus) lentiformis* sp. n., *A. (Pseudocarinogyraulus)* sp. n., *Pisidium vincentianum* Woodn., *P.* cf. *ciherium* Ald., *P.* aff. *hibernicum* West., *P. tschuicum* sp. n., *P.* aff. *supinum* A. Smidt, P. aff. *pusillum* Jenyns.

Таким образом, комплекс фауны, отвечающий времени накопления низов свиты, по своему зоогеографическому составу смешанный, включает как китайские *(Sinataia)*, так и европейские *(Valvata piscinalis)* элементы.

Выше по разрезу свиты комплекс пресноводной фауны несколько меняется. Почти полностью выпадают байкалии, резко сокращается количество видов синатай, появляются широко распространенные формы моллюсков. Этот переходный комплекс собран из разрезов в районе Красной Горки и по левому берегу р. Кызыл-Чин. Он состоит, по данным Я. И. Старобогатова, из *Baicalia* sp., *Sinataia sibirica* sp. n., *Cipangopaludina* sp. n., *Limnaea subangchia* sp. n., L. *auricularia* L., *Anisus (Gyraulus) macroconcha* ssp. n., *A. (Pseudocarinogyraulus)* sp. n., *Armiger crista* (Müll.), *Viviparus* aff. *tenuisculptus orlovi* Ldh., *Tulatoma* sp., *Planorbis planorbis* ssp. n. (aff *tangitarensis* Germ.).

Следующий комплекс, отвечающий, видимо, средней и верхней части разреза свиты, полностью лишен эндемичных видов. В разрезах по правому берегу р. Чаган-Узун, в районе Красной Горки (верхние горизонты разрезов), по Я. И. Старобогатову, преобладают крупные *Viviparus* cf. *tenuisculptus orlovi* Ldh., похожие на формы, описанные В. А. Линдгольмом (1932) из средне — верхнеплиоценовых отложений Прииртышья.

Из этих же частей свиты (район левобережья р. Чуи и Красная Горка) Г. Г. Мартинсоном и А. Л. Чепалыгой по нашим сборам была определена богатая фауна унионид: *Psilunio stolizkai* Neum., *P. craiovensis* Tourn., *P. recurvus* Sabba., *Unio acutus* Cob., *Unio rumanus* Tourn., *Unio protractus* Lindh., *Unio* cf. *atavus* Partsch., *Unio* cf. *sinzovi* Bog. Указанный комплекс унионид отвечает верхам среднего — верхнему плиоцену. Почти все вышеперечисленные *Psilunio* типичны для левантинских слоев Восточной Европы. *Psilunio stolizkai* Neum. описан В. В. Богачевым (1961) из левантинского горизонта Молдавии (район Слободзея-Маре), *Unio sturdzae* Cob. и *Unio mugodjaricus* Bog. весьма близки балканским *Unio* (*Limnium rumanum* Tourn.) из куяльницкого горизонта (район Домашкинских вершин). Причем последний вид известен также из местонахождения Чит-Иргиз (Тургай), где возраст вмещающих пород считается верхнеплиоценовым. Г. Г. Мартинсон отмечает, что указанный комплекс унионид значительно отличается от фауны моллюсков павлодарской свиты (средний миоцен — нижний плиоцен).

Основываясь на определениях Я. И. Старобогатова и Г. Г. Мартинсона, а также учитывая данные Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец, при анализе характера малакофауны кызылгирской свиты следует отметить своеобразие ее зоогеографического состава и его изменения в вертикальном направлении. Нижние горизонты свиты содержат комплекс моллюсков, несомненно, восточноазиатского происхождения. Верхние горизонты кызылгирской свиты содержат принципиально иной комплекс моллюсков, сходный с левантинским.

Как указывают В. В. Богачев (1961) и В. А. Линдгольм (1932), средне-верхнеплиоценовая фауна Западной Сибири также содержит ряд форм, морфологически сходных с левантинскими формами, описанными ранее в сводках С. Брусина, С. Стефанеску и А. П. Павлова для Юго-Восточной Европы. Естественно, что В. В. Богачев и В. А. Линдгольм на первых этапах изучения пресноводной фауны Сибири были вынуждены опираться на существовавшие в то время европейские биостратиграфические схемы плиоцена.

Видимо, этот факт обусловил в дальнейшем появление идеи о возможности миграции европейских малакофаун в пределы Сибири, осторожно высказываемой упомянутыми авторами. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) проводят в своих работах эту точку зрения более категорично, предполагая, что в среднем — верхнем плиоцене создавались условия, «не препятствовавшие свободному расселению характерных комплексов пресноводных моллюсков типа ископаемых палюдиновых фаун Славонии и островов Кос и Мегары, на громадных пространствах Евразии, от бере-

гов Средиземного моря на западе, через Румынию, Бессарабию, северное побережье Черного и Каспийского морей, степи Заволжья, Башкирию, Приуралье — до межгорных впадин Алтая и Тувы на востоке» (стр. 90—91).

Однако подобный вывод о миграции левантинских видов, основанный только на морфологическом сходстве форм, требует более веской аргументации, которой мы не находим в цитируемой работе. При решении этих вопросов необходимо учитывать также наблюдаемые в природе явления конвергенции. Известно, например, что Неймайер (Neumayer, 1883) указывает на сходное развитие левантинских скульптурных особенностей у современных палюдин в озерах Юго-Восточного Китая. Подобные примеры не единичны.

Кроме пресноводных моллюсков, почти во всех разрезах кызылгирской свиты содержится обильная фауна остракод. Из нижних горизонтов свиты, по сборам О. А. Раковец, Г. Ф. Шнейдер определила: *Candoniella* sp., *Candona* ex. gr. *candida* Miller., *Advenocypris* sp., *Ilyocypris gibba* Ramdorf; Н. Н. Найдина, по нашим сборам, определила *Candona* ex. gr. *pseudocandida* Liv., *Candoniella albicans* (Brady), *Advenocupris* ex gr. *kurovdagensis* Klein., *Candona* ex. gr. *combibo* Liv.

Более высокие горизонты свиты содержат: *Turkmenella lucida* Scheid., *Illyocypris brady* Sars., *I. gibba* Randorf, *I. moratus* Rodina, *I. ex.* gr. *tuberculata* (Brady), *Cytherissa altaensis* Schneid., *Candona* ex. gr. *esikii* (Daday), *C.* ex. gr. *neglecta* Sars., *C. grostriformis* Schneid., *C. compressoformis* Mand., *Herpetocyprella tuberculata* Schneid. sp. n., *Advenocypris flebilis* Schneid. sp. n. Из скв. 103 (глубина 55—90 *м*) по нашим сборам Г. Ф. Шнейдер был описан плиоценовый комплекс остракод, включающий, помимо перечисленных, следующие виды: *Hemicyprinotus* ex. gr. *managensis* Mand., *Limnocythere* ex. gr. *seducta* Mand., *Candoniella albicans* Br., *Potamocypris* sp., *Cyprinotus* sp. Из указанных форм, по заключению Г. Ф. Шнейдер, роды *Turkmenella, Herpetocyprella, Cytherissa* являются плиоценовыми.

Кроме того, *Iliocupris brady* Sars. и *I. gibba* (Ramdorf) встречены в кешагырской свите Казахстана, относимой К. В. Никифоровой (1960) к нижнему — среднему эоплейстоцену. В разрезах свиты по Кызыл-Чину Л. К. Красавиной из тех же слоев были определены харовые водоросли: *Chara meriani* var. *delicata* Masl., *C. meriani* var. *ocutalis* Masl., которые известны из неогеновых отложений Киргизии.

Почти во всех обнажениях свиты встречаются мелкие обломки костей, зубы, позвонки, чешуя и изредка отпечатки рыб: *Leuciscus idus* (L.), *L.* sp., *Abramis brama* (L.), *A.* sp., *Perca* sp., *Luciperca* sp. (определения Е. К. Сычевской).

Среди наших палеонтологических находок в кызылгирской свите следует особо упомянуть о фрагменте верхнего зуба *Hipparion* sp. с сохранившимся протоконом. Он был найден в обнажении низов свиты на левом берегу р. Чуи выше слоя с комплексом эндемичных моллюсков. Отличительной чертой этого зуба, по заключению Э. А. Вангенгейм, является форма протокона: он очень длинный и узкий (индекс формы протокона — 46,6).

Такая форма (Pei Wen-Chung, 1939) характерна для поздних гиппарионов Северного Китая (нижнесанменская фауна) — *Proboscidipparion* и *Hipparion houfeninse* Teilh. et Joung. Фрагментарность материала не позволила довести определение до вида, однако указанный признак позволяет Э. А. Вангенгейм предположительно определить геологический возраст отложений, заключающих остатки гиппариона, как средний — верхний плиоцен.

Необходимо отметить, что поздние специализированные формы гиппарионов, как известно по работам В. И. Громова (1948), свойственны

самому раннему антропогену — хопровскому фаунистическому комплексу Европейской части Союза. В Сибири эта поздняя форма гиппариона также отмечается в самых низах эоплейстоцена (Вангенгейм, 1960).

В верхней части разреза свиты по р. Кызыл-Чин нами был найден также сильно минерализованный обломок лопатки *Hipparion* sp.

Палинологические исследования отложений кызылгирской свиты, проведенные в разное время В. Н. Тихомировым и А. Н. Сладковым по материалам Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1958) и О. В. Матвеевой по нашим сборам, показали невысокое содержание и плохую сохранность пыльцы, что не позволило составить полные спорово-пыльцевые диаграммы. В самых низах разреза свиты (левый берег р. Чуи) встречена пыльца: *Pinus Haploxylon, Pinus Diploxylon, Picea, Abies, Tsuga diversifolia, Betula, Alnus;* значительно меньше: *Podocarpus, Cedrus, Ostria, Rhus, Tilia, Carylus, Carya,* Taxodiaceae. В более верхних горизонтах свиты (левый берег р. Кызыл-Чин) отмечается почти полное исчезновение широколиственных элементов и резкое преобладание хвойной растительности: *Picea* 40—80%, *Tsuga* 10—35%, *Pinus* до 10%, *Abies* до 6%, а также *Betula* 5—18%, *Carpinus* до 3,5%. Весьма показательно появление пыльцы *Larix* (до 5%). Сходные спорово-пыльцевые спектры были получены из эоплейстоценовых отложений Тункинской впадины (Равский, Голубева, 1960).

Возраст кызылгирской свиты и вопрос о нижней границе антропогена. Решение вопроса о возрасте кызылгирской свиты тесно связано с одним из важнейших вопросов четвертичной геологии — обосновании нижней возрастной границы антропогеновой системы. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958, 1961) относят кызылгирскую свиту к неогену, проводя границу между системами по ее кровле. Однако это решение, на наш взгляд, противоречит фактам, приводимым самими авторами. Как отмечается ими, отложения свиты с резким угловым несогласием залегают на палеозойских и более древних неогеновых осадках.

Лишь в пределах котловины допускается постепенный переход к породам туерыкской свиты. Постоянно подчеркивается литологическая и стратиграфическая связь отложений кызылгирской свиты с более молодыми, заведомо верхнеплиоценовыми осадками. Палеонтологически свита, по данным авторов, охарактеризована фауной пресноводных моллюсков, соответствующих левантинским слоям Западной Европы.

Согласно последним исследованиям в Приднестровье, южной Молдавии и в районе Одессы нижнелевантинские отложения содержат в своей нижней части фауну млекопитающих руссильонского — древнейшего комплекса эоплейстоцена, а верхнелевантинские осадки — фауну хапровского комплекса (Громов, Краснов, Никифорова, Шанцер, 1961). Таким образом, основываясь только на фауне моллюсков, приводимой Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец (1961), осадки кызылгирской свиты с большей достоверностью следует относить к основанию эоплейстоцена. К этим же выводам относительно возраста свиты пришла в своей работе и Е. Н. Щукина (1960).

Рассмотрим другие данные, имеющие значение для обоснования геологического возраста кызылгирской свиты и ее нижней границы. Резкое фациально-литологическое отличие отложений кызылгирской свиты от более древних неогеновых осадков, значительная грубость слагающего ее материала, спокойное залегание на размытой поверхности дислоцированных пород палеозоя и неогена позволяют четко отделить их от более древних заведомо неогеновых осадков. Тесная литологическая связь и фациальная близость к вышележащим эоплейстоценовым (верхнеплиоцен — нижнечетвертичным) отложениям не позволяют отделить от них указанную свиту, а заставляют решительно высказаться в пользу отнесения ее

к единому эоплейстоценовому комплексу осадков. Таким образом, граница между неогеном и антропогеном на Юго-Восточном Алтае должна проводиться по подошве кызалгирской свиты, что имеет четкое литологическое, тектоническое и палеонтологическое обоснование.

Возраст кызылгирской свиты определяется следующим образом. Самые низы свиты, содержащие эндемичный комплекс моллюсков восточноазиатского типа, могут относиться к среднему — верхнему плиоцену. Верхняя часть свиты содержит богатый комплекс вивипарид и унионид левантинского типа, т. е. заведомо относится к верхам среднего — низам верхнего плиоцена. Из этого же горизонта были сделаны находки костей гиппариона позднего типа, характерного для того же возраста. Другие палеонтологические группы (остракоды, харовые водоросли) не дают точных указаний на возраст, но показывают на верхненеогеновый — нижнечетвертичный возрастной интервал вмещающих пород. Достаточно выраженная смена растительности — почти полное выпадение широколиственных растений, преобладание таежных ассоциаций, первое появление лиственницы — также резко отличает отложения кызылгирской свиты от осадков неогена.

Таким образом, анализ всех палеонтологических материалов позволяет определить возраст свиты нижней частью эоплейстоцена, предположительно астийским и виллафранкским ярусами схемы В. И. Громова, И. И. Краснова, К. В. Никифоровой, Е. В. Шанцера (1961).

Бекенская свита (Q^2_1 вес). Отложения, относимые нами к бекенской свите, ранее выделялись А. В. Аксариным (1937) и Е. Н. Щукиной (1953) соответственно в конгломератовый горизонт и песчано-конгломераговую свиту. Их возраст определялся как верхний палеоген — неоген. Позже Е. Н. Щукина (1960) выделяла бекенскую свиту, относя ее к эоплейстоцену. Название свиты и обоснование ее стратиграфического положения было впервые дано Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец (1958), объединившими в нее пролювиальный комплекс пород верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена, развитый в котловине вдоль южного подножия Курайского хребта.

В наиболее полных разрезах этого комплекса можно выделить два литологических горизонта; нижний — мелкообломочный, преимущественно песчано-галечный (нижняя подсвита), и верхний — грубый, галечно-конгломератовый (верхняя подсвита). Нам представляется целесообразным сохранить название бекенской свиты лишь за нижним горизонтом в связи с тем, что в западной части котловины он достаточно четко литологически и палеонтологически обособляется от более верхнего горизонта эоплейстоцена.

Стратиграфическое положение последнего под отложениями плейстоцена позволяет сохранить за ним наименование башаусского, предложенного ранее Е. Н. Щукиной (1953, 1960), и выделить его в самостоятельную свиту.

Отложения бекенской свиты в предложенном здесь ее объеме широко распространены вдоль всего южного подножия Курайского хребта от долины р. Кызыл-Шин до р. Туерык и представлены закономерно сменяющимися от гор в сторону котловины фациями пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и аллювиально-озерных осадков. Это преимущественно мелкогалечные отложения, гравийники, перемежающиеся с грубыми песками и алевритами. Для всей толщи осадков характерна бурая и красноцветная окраска, обусловленная значительной ожелезненностью пород. Распределение ее неравномерно и связано, как и в кызылгирской свите, с геохимическими особенностями накопления пород. Местами наблюдается значительная загипсованность.

Для северной, прибортовой, части котловины, характерны большие (до 100—150 *м*) мощности отложений. Один из наиболее полных разрезов

свиты вскрывается в обнажении в верховьях р. Бекен. Здесь развиты конгломераты и гравелиты, чередующиеся с прослоями грубых песков и суглинков. Снизу вверх по разрезу намечается постепенное укрупнение материала — смена озерно-аллювиальных фаций пролювиальными. Состав кластического материала пролювиальных отложений четко отражает область размывания осевых частей Курайского хребта.

В нижней части разреза свиты по р. Бекен из прослоев озерных алевритов и глин по сборам Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец были определены моллюски: *Sphaerium* sp., *Pisidium* sp., *Planorbis* sp., *Gyraulus* sp., *Valvata sp.* Имеются также остракоды: *Iluocupris brady* Sars., *I. gibba* (Ramdorf), *Cupris subglobosa* Sowerby, *Cuprinotus* sp., *Eucyris sp.*, *Candoniella marcida* Mand., *Limnocythere* sp., *Candona artis* Schneid. sp. n.

Этот комплекс, по заключению Г. Ф. Шнейдер, характерен для верхнеплиоценовых — четвертичных отложений Кавказа и Туркмении. Из этих же слоев Л. К. Красавиной были определены харовые водоросли: *Chara ceratophylla* aff. *aurea* Wolosz., *Ch. rinita* var., *pliocenica, Ch. meriani* var. *acutalis* Masl., *Chara* sp., *Tolypella tuberculata.* Из них вид *Chara ceratophylla* aff. *aurea* Wolosz. описан Волошинской из плейстоцена Польши, а *Chara meriani* var. *acutalis* Masl. известен из плиоцена Австрии и Венгрии.

Данный комплекс харовых водорослей, по Л. К. Красавиной, скорее всего может считаться верхнетретичным, так как в нем наряду с современными видами встречены и ископаемые формы водорослей.

Неоднократно проводившиеся палинологические исследования отложений свиты в разрезе по р. Бекен показали очень малое содержание пыльцы. Лишь в нижней части разреза отмечается резкое преобладание пыльцы сосны (75%), присутствие ели (5%) и тсуги (3%).

Другой разрез бекенской свиты, видимо соответствующий ее нижней половине, был изучен нами в верховьях р. Туерык.

Отложения нижней части свиты представлены здесь светло-бурыми песчаниками, содержащими прослои и маломощные линзы мелких гравелитов и конгломератов. Часто встречаются пачки суглинков и горизонтальнослоистых глин, местами отмечается загипсованность пород. Характер отложений свидетельствует об их озерном и аллювиально-озерном генезисе.

Содержание пыльцы, как и в разрезе по р. Бекен, очень невелико. О. В. Матвеева указывает на значительное преобладание в одном из образцов пыльцы древесных пород: *Betula* — 59 пыльцевых зерен, *Betula nana* — 10 п. з., *Larix* — 3 п. з., *Picea* — 13 п. з., *Abies* — 3 п. з., *Pinacea* — 3 п. з., *Ulmus* — 4 п. з.

Из указанного обнажения Я. И. Старобогатовым были определены моллюски: *Valvata piscinalis* Müll., *V. pulchella* Studer., *Lymnaea auricularia L.*, *Pisidium* cf., *supinum* A. Schmidt, а Е. К. Сычевской — кости и чешуя рыб *Leuciscus* sp. На противоположном склоне долины р. Туерык видно, как описанные породы перекрываются грубым щебнем башкаусской свиты. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) указывают на находки в низах этого обнажения раковин палюдин, напоминающих *Viviparus kujalnicensis bythinica* Mand.— хорошо известную форму из куяльницких и синхронных им отложений. С удалением от Курайского хребта в сторону котловины характер отложений бекенской свиты меняется. Начинают преобладать озерные фации осадков, их мощности сокращаются до 15—20 *м*. В известном обнажении по р. Кызыл-Чин породы бекенской свиты залегают под толщей бурых аллювиальных галечников башкаусской свиты и представлены горизонтальнослоистыми алевритами и песками, содержащими прослои и пачки мелкогалечных конгломератов аллювиального типа. Отмечаются маломощные прослои известняков и извест-

ковистых песчаников. Из разных частей этого разреза нами были извлечены сильно минерализованная фаланга мелкого парнокопытного, II фаланга некрупного хищника и метаподий носорога (определения Э. А. Вангенгейм). В озерных прослоях были найдены *Lymnaea peregra* Müll., *L. peregra* var. *ovata* Drap., *L. auricularia* L., *Gyraulus acronicus* Fér., *Valvata piscinalis* Müll. (определения Я. И. Старобогатова), позвонки и другие кости рыб.

Характер отложений бекенской свиты южной прибортовой части Чуйской котловины фациально весьма близок к осадкам северного борта. Это преимущественно бурые песчано-гравийные, сильно ожелезненные осадки, содержащие пачки и прослои мелкогалечных конгломератов. Это образования пролювиальных, аллювиальных и озерных фаций. Такое переслаивание разных пачек отражает условия накопления осадков у поднимающегося южного борта впадины, когда в связи с тектоническими подвижками происходит довольно быстрое чередование во времени фаций. Как и у северного борта, намечается общая тенденция изменения состава осадков в вертикальном разрезе — от более тонкозернистых внизу к грубообломочным в верхней части свиты.

Типичный разрез бекенской свиты на левом берегу р. Чаган впервые был описан в 1937 г. Е. Н. Щукиной, а позднее подробно изучен в 1955 г. М. Х. Аникиной и О. А. Раковец, а также в 1960—1961 гг. автором. Под бурыми галечниками башкаусской свиты здесь залегает толща светло-бурых уплотненных песков и мелкогалечных конгломератов. В низах разреза часты горизонты глин и алевритов озерного типа, содержащие растительный детрит, мелкие кости рыб и раковины моллюсков. Видимая мощность бекенской свиты составляет около 45—50 *м*. Похожие осадки наблюдаются в разрезах по рекам Чаган-Узун, Кыскынор, Теустан. К востоку вдоль южного обрамления Чуйской котловины, по данным С. Г. Майзелиса, они представлены бурыми песчано-щебнистыми сильно ожелезненными толщами, вскрывающимися в шурфах на низких водоразделах рек Азек — Себестей, Бураты — Ак-Сай и др.

В направлении от гор в сторону Чуйской впадины отложения бекенской свиты погребаются под галечными осадками плейстоцена. Судя по немногочисленным буровым скважинам, они становятся песчано-гравийными, мощность их возрастает от 10—15 до 45—70 *м*. У склонов останцовых возвышенностей в породах свиты преобладает слабоокатанный щебнистый материал, замещаемый с удалением от них несколько лучше окатанным гравием. Фациально эти осадки представляют собой слившиеся пролювиально-делювиальные шлейфы подножия. В них встречаются маломощные прослои аллювиальных галечников. Отдельные прослои пылеватых алевритов и горизонтальнослоистых промытых песков имеют озерное происхождение. Можно предположить, что в центральных частях котловины, не вскрытых еще скважинами, эти озерные фации преобладают.

Детальное разделение эоплейстоценовых отложений по данным буровых скважин пока не представляется возможным. По всей вероятности, осадки кызылгирской и главным образом бекенской свит слагают основные площади впадины под чехлом плейстоценовых отложений. Осадки башкаусской свиты приурочены, по-видимому, к погребенным долинам рек — Чаган-Узун, Ирбисту, Елангаш, Тархата, Уландрык и др.

Возраст бекенской свиты на основании палеонтологических материалов (остракоды, харовые водоросли, моллюски) определяется верхним плиоценом — нижним плейстоценом схемы, принятой в организациях Государственного геологического комитета СССР. Не противоречит этому заключению и находка остатков носорога. Тесная стратиграфическая связь и литологическое сходство (в озерных фациях) осадков кызылгирской и бекенской свит также свидетельствуют об их возрастной близости. То

обстоятельство, что осадки бекенской свиты с размывом перекрываются галечниковыми толщами башкаусской свиты, относимой нами к верхнему (миндельскому) ярусу эоплейстоцена, позволяет определять возрастной интервал бекенской свиты лишь верхним плиоценом или гюнцским ярусом эоплейстоцена схемы В. И. Громова и соавторов (1961).

Этот вывод не противоречит мнению предшествующих исследователей. Так, Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958), определяя возраст бекенской свиты, считают возможным относить ее нижнюю подсвиту (что соответствует бекенской свите в нашем понимании) еще к верхнему плиоцену, а верхнюю подсвиту (соответствует башкаусской свите) уже к четвертичному периоду. Е. Н. Щукина (1960) также высказалась за отнесение бекенской свиты к эоплейстоцену, помещая ее ниже миндельского (башкаусского) горизонта эоплейстоцена.

Башкаусская свита (Q^3_1basch). За стратотипический разрез башкаусской свиты следует принимать разрез, вскрываемый в ряде обнажений по р. Кубадру и ее притокам в Улаганской котловине, где эти отложения были впервые описаны Е. Н. Щукиной (1953). Однако, чтобы не нарушать последовательности описания, мы считаем целесообразным продолжить описание этих осадков в Чуйской котловине.

А. В. Аксарин (1937) и Е. Н. Щукина (1953) указанные осадки относили к пролювиальному (верхнеплиоцен-нижнечетвертичному) комплексу, помещая его в самые верхи разреза неогена котловины. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) в своих первых работах выделяли эти пролювиальные осадки в верхнебекенскую подсвиту (терекскую подсвиту). С этой же подсвитой авторы сопоставляли бурые ожелезненные галечники в долинах рек Кубадру и Чаган (башкаусский горизонт Е. Н. Щукиной). Позднее Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) сочли возможным выделить терекскую свиту в самостоятельную стратиграфическую единицу, поместив ее в самые верхи эоплейстоцена. Отложения по рекам Кубадру и Чаган они отнесли к нижнему плейстоцену, предполагая, что он отделен длительным перерывом и несогласием от эоплейстоценовых осадков.

Однако такое стратиграфическое расчленение верхов эоплейстоцена представляется не вполне верным. Проведенные нами исследования показывают, что башкаусский горизонт объединяет в себе выше перечисленные части общего разреза (верхнебекенская подсвита, терекская свита, «древняя морена Кубадру»), которые являются лишь его фациально-литологическими вариантами. Осадки башкаусской свиты обладают рядом характернейших сближающих их литологических черт, а четкое стратиграфическое положение в большинстве разрезов между осадками палеонтологически охарактеризованной бекенской свиты и ледниковым комплексом плейстоцена не позволяет разделять эти отложения на разновозрастные свиты.

По северному борту Чуйской котловины башкаусская свита представлена типично пролювиальным комплексом осадков, несогласно перекрывающих как палеозойские, так и все ниже лежащие кайнозойские отложения.

В составе свиты преобладают грубые осадки — плохо окатанные галечники, щебни, гравийники, сцементированные песчано-алевритовым и глинистым бурым и серовато-бурым заполнителем, слагающие сильно разрушенные последующей эрозией крупные, слившиеся местами в единый шлейф, предгорные конусы выноса. Характер осадков позволяет считать их приближающимися к молласам — своеобразным орогеническим комплексам отложений, связанных с интенсивными проявлениями тектонических движений в эоплейстоцене.

Описанные отложения наиболее хорошо прослеживаются вдоль северного борта Чуйской котловины от долины р. Кызыл-Чин до р. Туерык, где

они достигают мощности в 250—300 *м*. Характер толщи грубослоистый, подчеркиваемый неправильно пластующимися пачками щебней, гравийников и грубых песков. Мощности отдельных прослоев различны, слоистость линзовидная, неправильно выклинивающаяся. Сортированность в отдельных пачках отсутствует, в других слабо выражена. Местами в пролювиальной толще наблюдаются относительно тонкозернистые песчано-алевритовые прослои и линзы светло-бурого и бурого цвета. Состав обломочного материала толщи четко отражает характер размываемых пород осевой части хребта. От долины р. Табошак на запад до р. Бекен в составе обломочного материала резко преобладают породы среднего и верхнего девона — черные и темно-серые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Они составляют 75—90% обломочного материала. Преобладают плохо окатанные обломки размером около 0,1—0,15 *см*. В слое гальки залегают субгоризонтально поверхностям напластования и образуют плотно сгруженные пачки. К западу от долины р. Бекен в составе материала начинают встречаться гранитоиды и метаморфизованные эффузивы и известняки среднего кембрия, резко преобладающие в составе башкаусской свиты в верховьях р. Туерык.

С удалением от борта в сторону котловины осадки башкаусской свиты становятся менее грубыми, окатанность материала улучшается, четче видна слоистость толщи; мощность отложений сокращается до 50—60 *м*. Такое же изменение осадков наблюдается и в разрезах по обоим берегам р. Туерык. Непосредственный переход пролювиальных фаций башкаусской свиты в фации центральных частей котловины в разрезах не виден.

Можно предположить, что пролювиальные осадки постепенно локализуются в отдельных ложбинах, выработанных в палеозойских и неогеновых породах, замещаясь аллювиальными, а в центральных частях котловины переходят в озерные фации (см. рис. 7).

Другой тип разреза башкаусской свиты наблюдается по западной, южной и восточной периферии Чуйской котловины вне соприкосновения с тектонически активными бортами впадины. Здесь развиты преимущественно аллювиальные осадки, встречающиеся в эрозионных долинах.

В долине р. Кызыл-Чин, в 2,5 *км* выше выхода ее из ущелья на левом берегу видно залегание отложений башкаусской свиты между породами бекенской свиты и моренными отложениями плейстоцена. Осадки представлены бурыми плотно сцементированными некрупными галечниками (0,05—0,1 *м*), обладающими послойной ориентировкой, ожелезненностью, средней и хорошей окатанностью, некоторой выветрелостью. В прослоях супесей среди галечников были найдены раковины остракод *Advenocypris* sp. (определение Н. Н. Найдиной). Общая мощность их составляет около 10—12 *м*. В известном обнажении по р. Чаган отложения башкаусской свиты залегают с размывом на осадках бекенской свиты и перекрываются водноледниковыми толщами нижнего (рисского) яруса плейстоцена, прослеживаясь от устья р. Чаган к югу на расстоянии около 4 *км*. Отложения свиты представлены плотными светло-бурыми галечниками с валунами (до 0,5 *м*).

Окатанность материала средняя, отмечается до 20—25% выветрелых галек, отличающихся обохренностью и трещиноватостью. Сами гальки расположены в слое субгоризонтально и слабо наклонно (преобладающие углы наклона от 0 до 30°). Ориентировка длинных осей галек субширотная с наклоном на запад. В нижней части горизонта появляются линзы и прослои бурых песков и гравийных алевритов, в которых видна косая слоистость. Общая мощность галечников башкаусской свиты около 20—25 *м*.

Генетически описанная толща галечников представляет собой водные, по-видимому аллювиальные, отложения. Четкая ориентировка хорошо

окатанных галек и петрографический состав материала устанавливают положение источников сносимого материала к западу от описанного обнажения, выше по долине р. Чаган-Узун. Значительную роль в строении толщи играют также пролювиальные отложения.

Е. Н. Щукина (1953, 1960) галечниковую пачку в разрезе по р. Чаган считает водноледниковой. Однако сравнение ее с осадками бесспорно водноледникового генезиса, залегающими в описанном обнажении непосредственно выше эоплейстоценовых отложений, не позволяет разделить этой точки зрения. Осадки башкаусской свиты значительно более мелкообломочные, в общей массе лучше окатаны, обладают определенной ориентировкой, характерной для аллювиальных и пролювиальных толщ, промыты, не содержат обычного для горизонтов ледникового генезиса глинистого материала, ожелезнены.

Е. Н. Щукина (1960) указывает, что ею в основании башкаусского горизонта по р. Чаган наблюдались смятия слоев, связанные с древней мерзлотой, что, по ее мнению, также свидетельствует в пользу ледникового генезиса этого горизонта. Подробно морфология этих текстур не описана, поэтому трудно судить об их истинном происхождении. Нами при изучении нижнего контакта пород башкаусской свиты наблюдалась слабо волнистая слоистость отдельных песчано-алевритовых прослоев и линзочек.

Необходимо отметить, что подобные формы слоистости встречаются и в ниже лежащих горизонтах эоплейстоцена, где они связаны с процессами седиментации. Не исключая полностью возможности проявления в горных условиях мерзлотных процессов в верхнем эоплейстоцене, надо признать, что для однозначного решения этого вопроса фактов пока еще недостаточно. Хорошо выраженные мерзлотные текстуры отмечались нами лишь в кровле башкаусского горизонта непосредственно под перекрывающими его водноледниковыми галечниками. Эти текстуры являются эпигенетически наложенными и отвечают времени плейстоценового оледенения.

Аллювиальные галечники башкаусской свиты встречаются почти во всех речных долинах южной окраины Чуйской котловины. В долинах рек Елангаш, Ирбисту и Тархата, занятых в плейстоцене древними ледниками, эоплейстоценовый аллювий большей частью уничтожен, лишь изредка удается наблюдать бурые галечники небольшой (15—20 *м*) мощности под ледниковыми образованиями у бортов долины (рис. 4).

В долинах, не затронутых древним оледенением (реки Уландрык, Бар-Бургазы, Бугузун и др.), по юго-восточной и восточной периферии впадины иногда можно наблюдать галечники эоплейстоценового облика, единично встречающиеся на поверхности высоких (35—50 *м*) эрозионных террас под перекрывающими их плейстоценовыми пролювиально-делювиальными щебнистыми накоплениями. Они представляют собой остатки маломощных аллювиальных горизонтов, залегающих на эрозионных цоколях древних террас.

В других котловинах Юго-Восточного Алтая бурые выветрелые и ожелезненные галечники башкаусской свиты развиты не менее широко. Однако в связи с тем, что здесь не встречены нижние горизонты эоплейстоцена и не может быть выяснена их связь с башкаусской свитой, наличие последней вытекает лишь из большого литологического сходства с верхним эоплейстоценом Чуйской котловины. Если верхний возрастной предел этих осадков определяется достаточно точно их положением под ледниковыми отложениями, то нижний — не всегда ясен.

Галечники башкаусской свиты отмечались ранее А. А. Аксариным и Л. Н. Ивановским в долине р. Чуи между Чуйской и Курайской котловинами, где они вскрываются в цоколе 43—45-метровой флювиогляциальной террасы у устья Куяхтанара. Эти отложения залегают непосредст-

венно на угленосных породах кошагачской свиты миоцена и генетически являются аллювиальными (возможно, аллювиально-пролювиальными) образованиями. Их видимая мощность около 12—14 *м*. Наличие эоплейстоценового аллювия в глубокой эрозионно-тектонической долине р. Чуи на перемычке между котловинами является весьма важным показателем древности заложения этого участка долины.

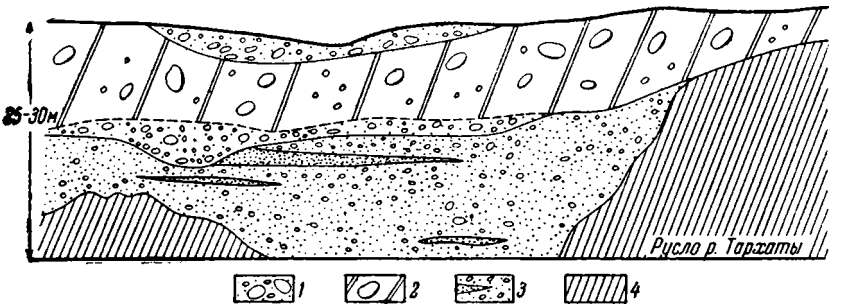


Рис. 4. Обнажение галечников башкаусской свиты (Q_1^3 bash) в низовьях долины р. Тархаты

1 — годноледниковые отложения; *2* — морена верхнеплейстоценового оледенения; *3* — аллювий башкаусской свиты (Q_1^{3b} ash); *4* — палеозой

В Курайской котловине эоплейстоценовые пролювиальные осадки башкаусской свиты отмечаются по северному борту котловины, где они развиты у подножия тектонических уступов на правобережье р. Кызыл-Таш, у выхода из гор долин рек Курай, Арталук, Таджилу. Они представлены светло-бурыми, различно окатанными галечниками и валунами. Размеры обломков в среднем составляют от 0,1 до 0,15 *м*, максимум до 0,4 *м* в диаметре, гальки слабо и неравномерно выветрены. В их составе преобладают среднекристаллические биотитовые граниты. Намечается неясная слоистость, подчеркиваемая в некоторых местах разреза послойносгруженным расположением обломочного материала. С приближением к горам, вверх по долине р. Таджилу видно, как описанные отложения башкаусской свиты перекрываются мореной максимального (нижнеплейстоценового) оледенения. Видимая мощность эоплейстоценовых осадков составляет здесь 25—35 *м*. По южной окраине котловины обнажений эоплейстоценовых осадков не наблюдается. Они, по всей видимости, перекрыты низко опускающимися в котловину моренами и флювиогляциальными галечниками.

Однако в руслах многих рек, стекающих с Северо-Чуйского хребта (Тёте, Ак-Туру, Курымду), после выхода их в степь отмечается сильно выветрелый галечниковый материал, видимо попавший в них из размываемых погребенных под моренами пролювиальных образований эоплейстоцена.

Ниже по долине р. Чуи эоплейстоценовые осадки не встречаются. Это связано с последующей экзарационной деятельностью древнего ледника, занимавшего долину. Не исключено, что на дне переуглубленных участков долины (см. Мён) под покровом ледниковых и водноледниковых осадков могут сохраниться остатки эоплейстоценового аллювия.

В Джулукульской котловине эоплейстоценовые отложения впервые были обнаружены и описаны Н. А. Ефимцевым (1958, 1961). При геологосъемочных работах Всесоюзного аэрогеологического треста они были закартированы по всей площади впадины А. А. Вишневским, Е. В. Девяткиным, Т. В. Немовой в 1957—1960 гг.

Пролювиальные фации осадков, как и в других котловинах, здесь приурочены к подножиям окружающих ее хребтов. У юго-западного подно-

жия Шапшальского хребта бурые щебнисто-галечные отложения перекрывают дислоцированные угленосные осадки миоцена. Это осадки разрушенных пролювиальных конусов выноса. В верховьях р. Каргы ясно видно, как грубый пролювиальный шлейф, состоящий из сильно выветрелых ожелезненных бурых дресвяно-щебнистых образований, протягивается от гор к долине реки. В вершинах левобережных притоков р. Каргы эти образования маломощным чехлом (1,0—1,5 *м*) залегают на палеозойских породах. Ниже их мощность возрастает до 10—12 *м* и у самой долины реки до 50 *м*. Породы представлены наклоннослоистыми (в сторону от гор, угол наклона 15—16°) щебнистыми галечниками в светло-буром песчано-глинистом цементе. Размеры галечно-валунного материала резко уменьшаются от гор в сторону впадины — от 1,5—2 до 0,1—0,15 *м* в диаметре. Окатанность валунов и галек в вершинах шлейфов почти отсутствует, но в их периферических частях она возрастает. Присутствует до 10% хорошо окатанной гальки. Петрографический состав обломочного материала полностью отвечает породам, развитым на склонах и осевой части Шапшальского хребта севернее и северо-западнее изученного обнажения.

Генетически описанная толща является пролювием, имея все характерные признаки последнего: щебнистый состав, наклонновыклинивающуюся, направленную от гор невыдержанную слоистость, согласно которой ориентирован в слое галечный материал, его дифференциация от весьма грубого у склона до сравнительно мелкого в придолинной части, местный петрографический состав. Геоморфологическое положение также не оставляет сомнения в происхождении описанных осадков. Лишь в пределах долины, где появляется небольшое количество окатанных галек и валунов, можно предположить некоторое участие аллювиального материала в составе осадков. Причем, как правило, хорошо окатанные гальки и валуны являются более выветрелыми; они насквозь пропитаны окислами железа и легко разрушаются при ударе. Это заставляет предполагать, что при формировании пролювиального шлейфа могли быть захвачены и более древние аллювиальные галечники. Поэтому нам представляется не вполне верным отнесение всех эоплейстоценовых образований р. Каргы к аллювиальным отложениям, как это делает Н. А. Ефимцев (1958, 1961).

Северо-западнее, вдоль борта Джулукульской котловины эоплейстоценовые осадки перекрыты ледниковыми образованиями плейстоцена, занимающими все подножие хребта. Изредка в аллювии правых притоков Чулышмана, дренирующих склоны Шапшальского хребта, встречается сильно выветрелая бурая ожелезненная галька из эоплейстоценовых осадков. Большое количество выветрелых галек и валунов содержится в нижнеплейстоценовых ледниковых отложениях при выходе Чулышмана из Джулукульской котловины (на участке от р. Узун-Оюк до р. Уанду). Это указывает на несомненное присутствие эоплейстоценовых осадков в котловине, скрытых в настоящее время ледниковыми отложениями. В нижнем течении р. Сайгоныш на крайнем северо-западном продолжении Джулукульской котловины эоплейстоценовый пролювий был обнаружен А. И. Музисом в 1959 г.

Имеются пролювиальные эоплейстоценовые отложения на противоположном борту котловины у подножия хребта Чихачева. В верховьях р. Тылгоюк они представлены грубощебнистыми ожелезненными галечниками, вскрывающимися под мореной верхнеплейстоценового возраста. Их видимая мощность около 3—5 *м*.

Довольно широко развиты эоплейстоценовые осадки во внеледниковой части Джулукульской котловины, в долине р. Могун-Бурень. Склоны низких гор, спускающиеся к долине, заняты крупными пролювиальными шлейфами, нижние и большие части которых сложены щебнистыми бурыми и ожелезненными слабо окатанными галечниками. На левобережье

реки на склонах хребта Бельдыр-Тайга они состоят главным образом из гранитного материала. Отдельные слабо окатанные обломки имеют 0,5—0,7 *м* в диаметре, они сильно выветрелы и погружены в светло-буроватую песчано-гравийную массу. Мощность отложений достигает 35—40 *м*.

В самой долине р. Могун-Бурень эоплейстоценовые отложения представлены аллювиальными и аллювиально-пролювиальными бурыми галечниками с прослоями и линзами песков. Они залегают на неровном цоколе палеозойского основания, вскрываясь в цоколях речных террас. В одном из образцов, взятых на спорово-пыльцевой анализ, этих отложений В. Н. Тихомирову удалось обнаружить пыльцу *Pinus* — 50 зерен; *Abies* — 3 з., *Betula* — 2 з., *Artemisia* — 73 з., *Ephedra* — 22 з., *Caryophyllaceae* — 2 з. Среди пыльцы сосны отмечаются архаичные формы с толстой экзиной, не встречаемые в более молодых отложениях. Из-за недостаточности палинологического материала нельзя восстановить полную картину характера растительности, однако следует указать на ее весьма ксерофитный характер, выявленный данным анализом.

Аллювиальные осадки отмечаются и ниже по долине р. Могун-Бурень в устьях рек Сары-Гимате и Алты-Гимате. Местами на цоколях высоких 55—60-метровых террас отмечаются высыпки сильно выветрелой бурой гальки. Выше по долине р. Могун-Бурень бурые аллювиально-озерные гравийно-песчаные осадки эоплейстоцена выполняют небольшую тектоническую котловину урочища Бельдыр-Шоль.

В Самахинской котловине и бассейнах рек Жасатер и Аргут эоплейстоценовые отложения башкаусской свиты встречаются не столь широко, как в расположенных севернее межгорных впадинах, что связано со значительным развитием покрова ледниковых осадков. Впервые эоплейстоценовые осадки были выделены здесь автором в 1955 г. при проведении геологической съемки. В устье р. Кок-Су они залегают на дислоцированных угленосных породах кошагачской свиты миоцена и представлены слоистыми сильно выветрелыми галечниками аллювиального типа. В составе галечного материала преобладают граниты и метаморфические сланцы. Отложения имеют мощность около 3—5 *м* и перекрываются моренными валунными суглинками плейстоцена. На правом склоне долины р. Самахи у выхода ее в котловину эоплейстоценовые галечники с размывом залегают на поверхности горизонтально лежащих угленосных осадков кошагачской свиты. Они представлены слоистыми песчано-галечными образованиями аллювиально-пролювиального типа. Слоистость горизонтальная и косая, их отдельные пачки щебнисты, в других обломочный материал хорошо окатан и промыт. Имеются маломощные прослои алевритов и глин. Довольно значительно количество (до 25—30%) сильно выветрелых валунов преимущественно гранитного состава, рассыпающихся в дресву. Общий цвет толщи светло-буроватый. Общая мощность толщи эоплейстоцена 6—8 *м*. Перекрывается она мореной максимального нижнеплейстоценового оледенения.

Г. А. Шмидт в 1957 г. обнаружила сходные пролювиальные образования на восточных склонах Катунского хребта, в истоках р. Ак-Булак, где они также представлены пачкой бурых ожелезненных галечников и щебня местных пород.

В Улаганской котловине отложения, относимые нами к эоплейстоцену, были впервые описаны Е. Н. Щукиной и Л. Д. Шорыгиной (см. Щукина, 1953), как наиболее древние ледниковые образования (башкаусская морена нижнечетвертичного возраста). В более поздней работе Е. Н. Щукина (1960) башкаусский горизонт отнесла к эоплейстоцену схемы В. И. Громова.

В дальнейшем по вопросу о генезисе и возрасте указанного горизонта мнения исследователей резко разделились. Н. А. Ефимцев (1958, 1961)

считает эти отложения аллювиальными и относит их к верхнему плиоцену. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958) вначале сочли возможным сопоставлять «древнюю морену Кубадру» с верхнебекенской подсвитой Чуйской котловины, возраст которой считался нижнечетвертичным. В этой работе нет прямых указаний на ледниковое происхождение башкаусской толщи и не приводится мнение о его генезисе. В дальнейшем Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец высказываются о ледниковом происхождении отложений по р. Кубадру, стратиграфически помещая их в нижний плейстоцен, но уже выше верхнебекенской и терекской свит эоплейстоцена.

Важность и принципиальный характер выяснения возрастного положения и происхождения башкаусской толщи способствовали посещению указанного обнажения рядом исследователей. Участники экскурсионной поездки 1959 г. сотрудники ВСЕГЕИ и ГИНа АН СССР (Ф. А. Алявдин, Ю. П. Миханков, Ю. П. Селиверстов, В. Е. Рясина), посетившие долину Кубадру, не пришли к единому мнению по вопросу о генезисе и возрасте этой толщи. В 1961—1962 гг. район р. Кубадру посетили С. А. Стрелков (Сибирское отделение АН СССР), В. Е. Попов (Томский государственный университет) и Е. В. Шанцер (ГИН АН СССР). По их сообщению, они не склонны считать башкаусскую толщу ледниковой.

Таким образом, в настоящее время имеются две противоположные точки зрения на генезис «бурой толщи» по р. Кубадру и недостаточно ясен вопрос о ее возрасте. Кратко рассмотрим аргументацию «ледникового» и «неледникового» происхождения этих отложений.

Е. Н. Щукина (1953) указывает, что башкаусская морена представлена охристо-желтыми и бурыми супесями и песками с неравномерно распределенными в ней небольшими валунами (от 0,1 до 0,5 *м*). Более крупные (до 1,0 *м*) валуны встречаются редко. Окатанность материала невысокая. Весьма характерно наличие большого количества выветрелых валунов, часть которых (известняки) превращена в белую мучнистую массу — маршалит, а другие (сланцы) — легко рассыпаются при ударе. Е. Н. Щукина делает вывод, что галечный материал такой степени выветрелости мог попасть и захорониться, не разрушившись, только в мерзлом состоянии. О ледниковом происхождении толщи говорит, по ее мнению, также значительная мощность (до 80 *м*) отложений и неместный состав материала (известняки). Обогащенность морены выветрелым и рыхлым материалом из более древних третичных осадков и положение ее под валунной мореной катунского горизонта (средний плейстоцен), наблюдаемое в этом же разрезе, свидетельствуют о том, что этот ледниковый горизонт наиболее древний в Горном Алтае. Описанный башкаусский горизонт сопоставляется с толщей флювиогляциальных галечников в разрезе по р. Чаган. Е. Н. Щукина в разрезе по р. Кубадру указывает также на наличие линз и прослоев песчаного материала в самой толще башкаусской морены и присутствие в ее низах горизонта песков и супесей доледникового возраста. Кроме того, она приводит данные о наличии пыльцы в описанной толще, часть которой считается переотложенной.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) дают краткую литологическую характеристику башкаусского горизонта, отличную от проводимой Е. Н. Щукиной. Они указывают, что древняя «классически» выраженная морена по р. Кубадру «представлена грубыми, совершенно несортированными валунниками, заключенными в светло-бурую песчанистую супесь. Размеры валунов варьируют от мелких до глыб с поперечником в 1—1,5 *м*. Валуны сильно выветрелы, частью разложились и состоят из пород, слагающих гребневую часть и северный склон Курайского хребта» (стр. 234). Как справедливо указывают авторы, в материале, слагающем толщу, присутствуют только сугубо местные, развитые в верховьях бас-

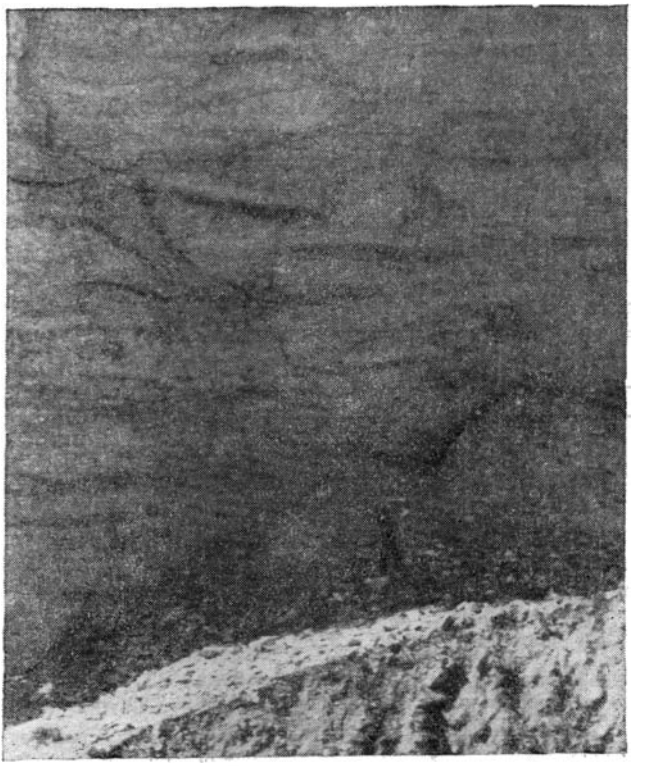


Рис. 5. Обнажение пролювиально-аллювиальных галечников башкаусской свиты (Q_1^3bash) по р. Кубадру в 7 *км* выше устья. В толще видна косая и диагональная слоистость, подчеркиваемая отдельными линзами алевритов и песков

сейна р. Кубадру, породы. Известняков, которые для данного района являются «эрратическими», не отмечено.

Н. А. Ефимцев, (1958, 1961) дает подробное литологическое описание отложений по рекам Кубадру и Кысхыштубек. Он приводит доказательства их неледникового происхождения, считая, что описываемая толща обладает специфическими чертами горного аллювия и может рассматриваться как серия наложенных пачек русловых фаций, сформировавшихся в условиях относительного прогибания местности.

Нами район развития разрезов башкаусской свиты посещался в 1954 г. при проведении геологической съемки и в 1960—1962 гг. при специальных тематических исследованиях.

Этот район в геоморфологическом отношении представляет собой тектоническое понижение рельефа, вытянутое вдоль северного подножия Курайского хребта. Геологической съемкой была выявлена серия субширотно ориентированных палеозойских разрывных нарушений, обрамляющих это понижение, часть из которых имеет геоморфологическое выражение в виде уступов. Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец (1961) были установлены плейстоценовые сбросовые нарушения того же направления, проходящие по северному борту этой структуры. Они образуют узкий (1,5—2 *км*) грабен, протягивающийся от устья р. Кубадру к западу вдоль долины Сары-Ачек.

Образование морфологически выраженного тектонического понижения относится главным образом к эоплейстоцену, что фиксируется толщей

эоплейстоценовых осадков, накопившихся в ней. Их мощность изменяется от 15—25 *м* в низовьях р. Кубадру до 85 *м* в 7 *км* выше ее устья и до 40—45 *м* в 3 *км* выше устья р. Кысхыштубек. Общая длина полосы выходов эоплейстоцена достигает около 15 *км* при ширине 1,0—1,5 *км*. По правым и левым притокам р. Кубадру их мощность резко сокращается, осадки эоплейстоцена выклиниваются, четко локализуясь в пределах тектонического понижения.

Отложения представляют собой галечники с мелкими валунами, плотно сцементированные песком и гравием. Толща повсеместно имеет хорошо выраженную слоистость. Эта слоистость прослеживается по всему разрезу; она создается чередованием слоев, обогащенных галечным материалом (темно-бурых), с преимущественно песчано-гравийными (светло-бурыми).

Слоистость — субгоризонтальная с отдельными грубыми косослоистыми пачками. Мощность таких косослоистых линз от 1,5 до 3,0 *м*, длина 8—10 *м*. В них видна четкая послойная дифференциация материала — от гравийно-галечного до песчано-алевритового. Имеют место небольшие (0,5—0,6 *м*) прослои тонких алевритов, на свежей поверхности имеющих сизовато-серый и слабо-буроватый цвет (рис. 5).

В галечниках отмечается определенная ориентировка, которая изучена нами в трех местах: в самом верхнем обнажении по р. Кысхыштубек

Таблица 1

Количество и коэффициент (К) окатанности валунов на 2 *м*² площади обнажения вниз по продольному профилю р. Кысхыштубек — р. Кубадру

Генезис и возраст	Р. Кысхыштубек, в 5 *км* от устья						Р. Кубадру, в 7 *км* от устья						Р. Кубадру, в 3 *км* от устья					
	Размер валунов, *м*					К окатанности (размер 0,1—0,01 *м*)	Размер валунов, *м*					К окатанности (размер 0,1—0,01 *м*)	Размер валунов, *м*					К окатанности (размер 0,1—0,01 *м*)
	1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01		1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01		1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	
Морена	3	1	4	18	<100	39	2	—	4	31	<100	—	1	4	8	22	<100	40
Q_3	1	4	2	24	<100	—	—	—	—	—	—	—	3	4	10	20	<100	26
Водноледниковый валунник Q_2	1	3	8	31	<100	44	—	—	—	—	—	—	1	3	10	16	<100	36
Аллювий — пролювий	1	1	10	21	<100	55	—	—	5	12	<100	65	—	—	2	18	<100	69
Q_1	—	1	15	32	<100	64	—	—	—	—	—	67	—	1	4	14	<100	57

в 5 *км* от устья, в 7 и 3 *км* выше устья по р. Кубадру (табл. 1). Наблюдается субгоризонтально-черепитчатое расположение длинных осей галек с преимущественным простиранием их В — СВ — 55 — 65° и падением под углом 10—15° вверх по долине. Для сравнения укажем, что розы ориентировки галечников в перекрывающей толще флювиогляциальных валунников нижнего плейстоцена менее четкие по своей выраженности, а в верхнеплейстоценовой морене, слагающей верхнюю часть обнажения, ориентировка материала полностью отсутствует (рис. 6). Размеры галек и валунов при сравнении с расположенными выше ледниковыми горизонтами отличаются меньшей крупностью. Преобладают гальки и валуны от

6—10 до 15—20 *см*, максимум до 1,0 *м*; причем размер материала четко уменьшается вниз по долине. Окатанность галечного материала средняя, преобладают удлиненно-округлые и плоскоокруглые гальки. Однако вследствие сильной выветрелости гальки много растрескавшихся обломков. Часто встречаются, особенно в верхних обнажениях по р. Кысхыштубек, прослои неокатанного грубого щебня пролювиального типа. Галечный материал эоплейстоценовых (как и вышележащих) отложений состоит из сугубо местных пород, развитых в Курайском хребте и его предгорьях. Преобладают метаморфические сланцы, гнейсы, граниты, диориты, роговики, яшмоиды.

В горизонте содержится до 30% выветрелых галек и валунов, причем их большее количество приурочено к его основанию. Наряду с совсем выветрелыми, рассыпающимися в мелкую крошку и дресву породами имеются валуны и галька лишь с поверхностной оторочкой выветривания.

Как показывают наблюдения, по степени выветривания можно подобрать любую петрографическую разновидность валунов — от совсем рыхлых, выветрелых до абсолютно свежих. Поэтому нельзя согласиться с мнением Н. А. Ефимцева (1961), пытающегося объяснить разную степень сохранности валунно-галечного материала процессами избирательного выветривания. Видимо, его предположение о том, что при формировании эоплейстоценовых осадков были «переработаны» в валунно-галечный материал породы разной степени сохранности является в данном случае более реальным. Следует также учитывать, что при отложении башкаусской свиты могли быть также захвачены выветрелые галечники более древних горизонтов кайнозоя. Перенос подобного материала льдом в мерзлом состоянии без его разрушения, как предполагают сторонники ледникового генезиса толщи, вряд ли возможен, если учесть воздействие колебаний низких температур на устойчивость полиминеральных горных пород. Необходимо отметить также, что при изучении минера-

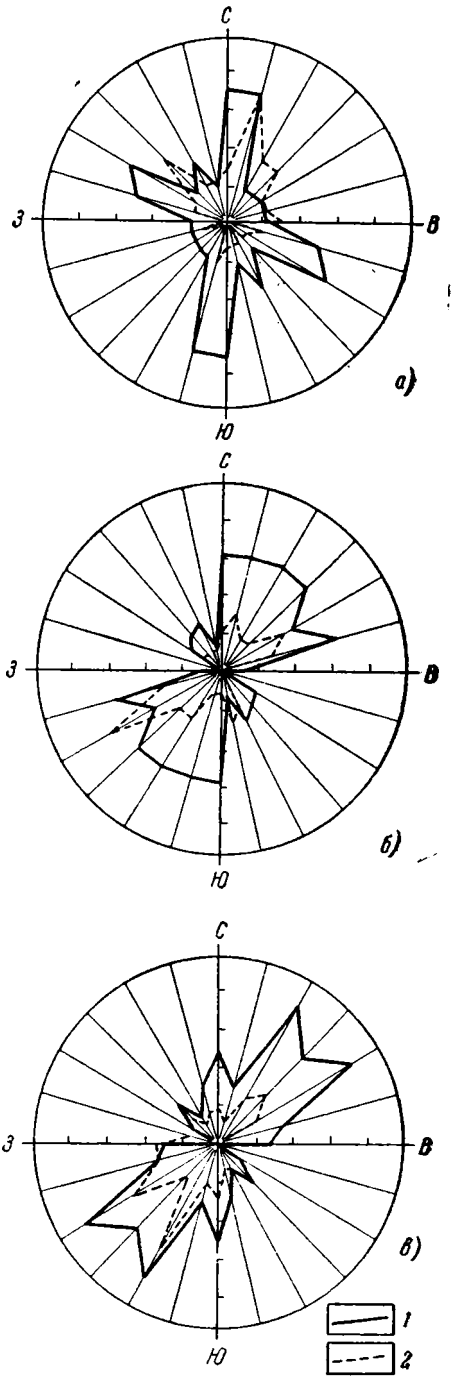


Рис. 6. Розы ориентировки длинных осей (*1*) и азимута падения (*2*) галек:

а — в морене (glQ_3); *б* — в водноледниковых валунниках ($flgQ_2$); *в* — в пролювиально-аллювиальных отложениях башкаусской свиты (Q^3_1bash) в обнажении по р. Кубадру

логического состава отложений башкаусской свиты Н. Н. Ренгартен и И. Г. Лискун никаких следов процессов последующего, эпигенетического выветривания в породах свиты не обнаружили.

Палеонтологически отложения башкаусской свиты по р. Кубадру почти не охарактеризованы. Е. Н. Щукина (1953) указывает на наличие пыльцы (302 зерна) в одном образце из прослоя песка. Преобладает пыльца древесных пород (84%); сосна (*P. silvestris, P. sibirica*) — 75%; ель — 21%; береза — 4%. Среди пыльцы травянистых растений отмечены Gramineae *Carex,* Chenopodiaceae, Compositae, *Artemisia,* Caryophyllaceae. Кроме того, в указанном образце были встречены единичные зерна пыльцы третичной флоры, которые Е. Н. Щукина считает переотложенной.

Указанный состав пыльцы сходен с пыльцевыми данными по башкаусской свите из других котловин. Н. В. Ренгартен и И. Г. Лискун при минералогическом изучении глинистой фракции обнаружили редкие хорошо сохранившиеся концентрически лучистые кальцитовые микроводоросли типа *Sifonia* (определение В. Н. Маслова). Все выше приведенные данные, несомненно, свидетельствуют против мнения о ледниковом происхождении башкаусской свиты в разрезах по рекам Кубадру и Кысхыштубек. Литологические особенности отложений и условия их залегания позволяют относить их к аллювиально-пролювиальным образованиям, достигшим большой мощности в тектонической депрессии у подножия Курайского хребта в период интенсивных тектонических движений эоплейстоцена.

Отложения башкаусской свиты Улаганской котловины уверенно сопоставляются с аналогичными отложениями Чуйской и других котловин. Как здесь, так и там этот горизонт имеет четкую верхнюю границу, залегая под флювиогляциальными галечно-валунными отложениями плейстоценового времени. Одинаковые пролювиально-аллювиальные фации отложений по рекам Чаган, Кызыл-Чин, Кубадру, Кысхыштубек, Мугун-Бурень литологически не отличаются друг от друга. Указанное литологическое сходство и стратиграфическое положение горизонта позволяет признать эти сопоставления наиболее вероятными.

Н. А. Ефимцев (1961) считает толщу по р. Кубадру также эоплейстоценовой, сопоставляя ее с бекенской свитой Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1958).

Как указывалось, в работе 1961 г. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец отходят от первоначальной стратиграфической схемы деления эоплейстоцена. Они выделяют в эоплейстоцене дополнительно еще два горизонта — терекскую свиту и «древнюю морену» Кубадру, расположенные стратиграфически выше, чем верхнебекенская подсвита. Определив генезис эоплейстоценовых осадков по р. Кубадру как моренных, эти авторы были вынуждены предположить, что существовали две эпохи глубокого химического выветривания — до башкаусского оледенения и после него (в низах нижнего плейстоцена). Если первое предположение вероятно, то, как показывает фактический материал по Алтаю и другим районам Южной Сибири, говорить об «эпохе интенсивного выветривания в условиях теплого и сухого (?) климата» (Лунгерсгаузен и Раковец, 1961) в период горного межледниковья в нижнеплейстоценовое время вряд ли возможно.

Возраст башкаусской свиты достаточно надежно определяется ее стратиграфическим положением (в разрезах по рекам Кызыл-Чин, Чаган и др.) между средним эоплейстоценом (бекенская свита) и рисским ярусом плейстоцена. Это дает основание относить его к верхнему эоплейстоцену схемы В. И. Громова и др. (1961).

Так как нет достоверных наблюдений над развитием эоплейстоценовых морен и синхронных им осадков водно- или озерноледникового гене-

зиса, мы не можем говорить и о древнейшем оледенении в Горном Алтае, масштабы которого приближались бы к плейстоценовому. Имеющиеся данные по литологии осадков, позволяющие восстанавливать физико-географические условия их формирования, так же как и палинологические материалы, не указывают на климат ледниковья, хотя можно отметить, что климат времени накопления башкаусской свиты отмечался значительно большей сухостью по сравнению с климатом нижней половины эоплейстоцена и был более холодным.

Учитывая интенсивные тектонические поднятия в эоплейстоцене, приведшие к созданию основных горных хребтов со значительными высотами, мы не должны полностью исключать самую возможность раннего оледенения. Реально предположить, что осевые части самых высоких хребтов могли иметь оледенение карового или карово-долинного типа, по масштабам близкое к современному. Однако оно не нашло никакого отражения в осадках и вряд ли могло оказывать сколько-нибудь существенное влияние на климат Горного Алтая.

МАТЕРИАЛЫ ПО СОПОСТАВЛЕНИЮ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ

Эоплейстоценовые отложения Юго-Восточного Алтая достаточно четко сопоставляются с аналогичными образованиями смежных территорий (табл. 2). В Рудном Алтае, согласно И. С. Чумакову (1957, 1958) [1], на размытой поверхности глин павлодарской свиты залегают галечно-песчаные и глинистые отложения, относимые им ко вторушкинской свите верхнего плиоцена. Эти осадки характеризуются коричневато-бурыми и светло-бурыми тонами окраски и приурочены, как правило, к краевым частям межгорных котловин, где достигают значительной мощности.

В центральных частях погребенных долин преобладают аллювиальные и аллювиально-озерные осадки — галечники, пески, мергелистые глины и алевриты. Отмечаются частая загипсованность и высокая карбонатность пород. В отложениях вторушкинской свиты содержится богатая фауна мелких грызунов, которая, по М. Кретцою и И. М. Громову, характерна в целом для виллафранка Западной Европы.

Интересно отметить большую общность пресноводной малакофауны вторушкинской свиты и верхов кызылгирской и бекенской свит. Из 20 видов моллюсков, определенных Я. И. Старобогатовым в верхнеплиоценовых отложениях Зыряновского района, 13 встречаются в эоплейстоцене Юго-Восточного Алтая. Причем наряду с широкоизвестными видами европейского происхождения отмечаются восточноазиатские виды.

Фауна остракод сравниваемых толщ также довольно близка. Из 16 видов, отмеченных для вторушкинской свиты, 7 встречаются в отложениях нижнего — среднего эоплейстоцена Юго-Восточного Алтая. Отложения вторушкинской свиты слабо пыльценосны. В них преобладает пыльца травянистых растений (51—62%). Среди пыльцы древесных пород доминирует пыльца сосны, кедра, ели, меньше — пихты, березы, дуба, вяза. И. С. Чумаков считает, что указанный состав растительности позволяет предполагать наличие высотной зональности в условиях расчлененного и среднегорного рельефа, что вполне согласуется с материалами по Горному Алтаю.

---

[1] См. также его статью «Верхнеплиоценовые (эоплейстоценовые) отложения Рудного Алтая» в настоящем сборнике.

Таблица 2

Схема возможной корреляции эоплейстоценовых отложений Восточного Казахстана, Алтая, Южной Сибири и Забайкалья

Возраст: Схема 1932 г.		Возраст: Схема В. И. Громовайдр., 1961 г.		Центральный Казахстан, Прииртышье (по Никифоровой, 1960)	Зайсанская впадина (по Василенко, 1957)	Рудный Алтай (по Чумакову, 1958, 1962 г.)	Юго-Восточный Алтай (по Щукиной, 1960; Лунгерсгаузену и Раковец, 1958 г. и Девяткину, 1962 г.)	Западная и Центральная Тува (по Шорыгиной, 1957, 1960; Ефимцеву, 1961)	Западная Монголия (по Рачковскому, 1928; Маринову, 1957; Волочковичу, 1961)	Енисейский кряж (по Боголепову, 1961)	Южная часть Сибирской платформы (по Равскому, 1959)	Забайкалье (по Гербовой и Равскому, 1961; Голубевой и Равскому, 1962)
Четвертичный период	Нижний плейстоцен	Эоплейстоцен	верхний	Верхнегобийские конгломераты	Верхнегобийские конгломераты	Верхнегобийские конгломераты	Башкаусская свита	Красноцветные конгломераты, галечники, пески	Бурые галечники, конгломераты, пески	Асташевская свита	Манзурская свита	Озерно-болотная толща Млекопитающие *Rhinoceros mercki*, *Equus mosbachensis*
Плиоцен	средний		средний	Кеншагырская—селетинская свиты и их стратиграфические аналоги. Млекопитающие: *Hipparion* sp., *Camelus praebactrianus*, *Paracamelus* sp. Моллюски левантинского типа: *Unio stolizkai*, *U. mugodjaricus*	Карабулакская свита	Вторушкинская свита. Млекопитающие: *Mimomys pliocenicus*, *Katamus* sp., *Hypolagus* sp., Моллюски с отдельными левантическими (*Unio protractus*) и редкими азиатскими видами (*Polypulis* sp.)	Бекенская свита Моллюски, остракоды, рыбы, хары, млекопитающие: *Rhinoceros* sp.				Туфогенно-осадочная толща Млекопитающие: *Equus* cf, *sanmeniensis* (местонахождение — средняя часть разреза горы Тологой)
	средний (верхняя часть)		нижний		Калмакпайская свита		Кызылгирская свита. Моллюски: в низах азиатский комплекс, в верхах— левантинский комплекс—*Unio stolizkai*, *U. craiovensis*, *U. recurvus*, *U. protractus*, *U. mugodjaricus*; остракоды, рыбы, хары, млекопитающие: *Hipparion* sp., cf. *Proboscidipparion*.				Охристая толща Млекопитающие: *Hipparion* sp. (cf. *Proboscidipparion*), *Cazella* ex. gr. *sinensis*, *Mimomis* ex gr. *rediipussillus* (местонахождение—Кяхта, Береговая, нижняя часть разреза горы Тологой)

Отложения вторушкинской свиты верхнего плиоцена на Рудном Алтае несогласно перекрываются толщей карбонатных плотно сцементированных верхнегобийских конгломератов нижнего плейстоцена. Они в какой-то степени, видимо, соответствуют башкаусской свите, хотя литологически и фациально весьма отличны.

В Центральном Казахстане и Прииртышье отложения нижнего и среднего эоплейстоцена (верхи среднего — верхний плиоцен) К. В. Никифорова (1960) выделяет в кеншагырскую свиту. Она представлена галечниками, слюдистыми песками, алевритами и глинами желто-бурого или красно-бурого цвета, с размывом залегающими на всех более древних кайнозойских образованиях. В центральных частях депрессий отложения свиты становятся известковистыми, достигают значительной мощности. По своему стратиграфическому положению и характерным литофациальным изменениям осадки этой свиты сходны с породами кызылгирской и бекенской свит Юго-Восточного Алтая. Это подтверждается и палеонтологическим материалом. Фауна остракод этих свит, как показано выше, весьма близка между собой. Показательна также общность характера пресноводной фауны верхов кызылгирской и кеншагырской свит. Согласно заключению В. А. Линдгольма (для кеншагырской свиты), Г. Ф. Лунгерсгаузена и Г. Г. Мартинсона (для верхов кызылгирской свиты), комплекс пресноводной фауны имеет своих ближайших аналогов в левантине Юго-Восточной Европы. Причем ряд видов унионид (*Unio mugodjaricus* Bog. U. protractus Lindh. и др.) встречается в отложениях обеих свит.

К. В. Никифорова (1960) на основании анализа фауны млекопитающих относит левантин к низам эоплейстоцена. Из осадков кеншагырской свиты и ее стратиграфических аналогов указываются *Archidiskodon meridionalis* Nest., *Mastodon borsoni* Hays., *Elasmoterium* sp.

Отложения кеншагырской свиты с размывом перекрываются верхнегобийскими конгломератами верхнего (миндельского) яруса эоплейстоцена. Поэтому возраст кеншагырской свиты определяется нижним и средним эоплейстоценом (в пределах виллафранкского и гюнцского ярусов). Верхнегобийские конгломераты относятся большинством исследователей к основанию плейстоцена по принятому стратиграфическому делению четвертичной системы.

Стратиграфические аналоги эоплейстоценовых толщ, выделенных в Горном Алтае, должны иметь место и в Зайсанской впадине. Однако ввиду отсутствия в настоящее время четкой палеонтологической характеристики верхней части разреза неогена и низов плейстоцена этого района, наши сопоставления базируются на литологическом сходстве пород, их положении в разрезе и поэтому являются условными. Как отмечает В. К. Василенко (1957), в опорных буровых скважинах в Зайсанской впадине наблюдается «глинисто-песчаная толща миоцена преимущественно зеленовато-серого цвета, вверх по разрезу сменяется мощной свитой красно-бурых глин, алевритов, песчаников и конгломератов...» (стр. 264). Напомним, что подобная литологическая смена пород весьма характерна и для центральных частей Чуйской впадины (рис. 7). В. К. Василенко выделяет в этой толще две свиты — калмакпайскую (с двумя подсвитами) и карабулакскую. Последняя по окраинам котловины представлена грубыми конгломератами, несогласно залегающими на осадках ниже лежащих свит. В возрастном отношении калмакпайская свита условно датируется нижним — средним плиоценом, а карабулакская — верхним плиоценом.

В предгорьях Алтая и в Бийско-Барнаульской впадине Е. Н. Щукина (1960) выделяет два горизонта эоплейстоцена. Нижний из них — доледниковый (семиаридный), включающий в себя нижний и средний отделы эоплейстоцена, представлен делювиальными красными и бурыми глинами с железистыми стяжениями. В районе Приобья ему отвечают погребенные под урезом р. Оби аллювиальные и озерные пески и глины с кар-

бонатными конкрециями (дутиковые глины, по А. И. Москвитину, 1960). К верхнему эоплейстоцену относятся аллювиальные пески и озерные сизые глины с *Corbicula fluminalis* Müll. В. Е. Рясина (1962) по находкам в толще «окаменелых илов» остатков зубов *Archidiscodon meridionalis* Nest. относит ее также к верхнему эоплейстоцену.

На юге Западной Сибири, согласно В. А. Мартынову (1957) и О. М. Адаменко[1], к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену

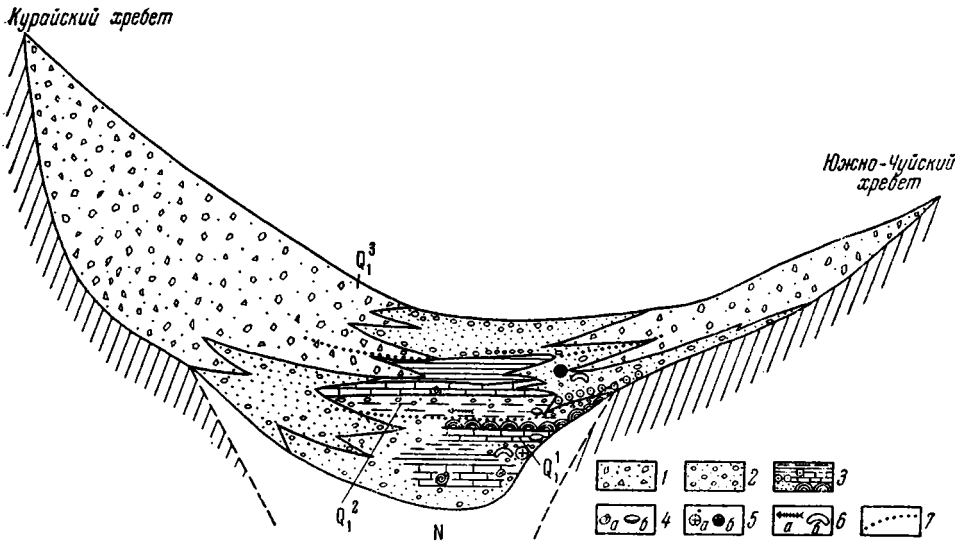


Рис. 7. Принципиальная схема в распределении фаций эоплейстоцена в Чуйской впадине

1 — пролювиальные щебни и галечники; *2* — аллювиальные галечники,; *3* — озерные алевриты, глины, известняки; *4* — фауна моллюсков: *а* — эндемичный азиатский комплекс, *б* — левантинский комплекс; *5* — фауна млекопитающих: *а* — *Hipparion* sp. cf., *Proboscidipparion*, *б* — *Rhinoceros* sp.; *6а* — рыбы, *6б* — остракоды; *7* — стратиграфические границы

относятся осадки кочковской свиты, содержащей элементы фауны хапровского и таманского фаунистических комплексов.

В прилегающих с востока горных районах Западной Тувы эоплейстоценовые отложения были подробно изучены Л. Д. Шорыгиной (1957, 1960). Она выделяет несколько генетических типов осадков. Аллювиальные бурые галечники и пески эоплейстоцена, по ее данным, приурочены к реликтовым участкам гидрографической сети, резко отличной от современной. Н. А. Ефимцев (1961) к эоплейстоценовым отложениям относит бурые аллювиальные галечники, залегающие в цоколях террас и террасах высотой от 30 до 100 *м*. Он отмечает невыдержанность высот террас, в которых встречаются эти осадки. У подножия горных хребтов преобладают грубообломочные бурые щебнистые толщи пролювия, которые Л. Д. Шорыгина сопоставляет с верхнегобийскими конгломератами Средней Азии. Кроме указанных генетических типов осадков, в центральной части хребта Западного Танну-Ола выделяется ледниковый комплекс отложений, относимых Л. Д. Шорыгиной (1957) к наиболее древнему — шалашскому оледенению.

В Западной Монголии, в районах, непосредственно граничащих с Алтаем с востока и юго-востока, верхнетретичные и нижнечетвертичные отло-

---

[1] См. статью «Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины...» в настоящем сборнике

жения изучены довольно слабо. По работам И. П. Рачковского (1928), Н. А. Маринова (1957), К. Л. Волочковича (1961) известно, что они представлены песчаниками, конгломератами, бурыми и красными глинами, содержащими фауну млекопитающих: *Hipparion* cf. *richthofeni* Cock., *Samotherium* sp., *Cazella paotehensis* Teilh. et Joung, *Camelus* sp., *Mastodon* sp., *Castor* sp., *Chilotherium habereri* Ringst., *Rhinoceros* sp., *Axis* sp.

В более восточных и северо-восточных районах горного пояса Южной Сибири развиты характерные для верхнего плиоцена — низов плейстоцена сильно ожелезненные песчано-галечные осадки. В Енисейском кряже К. В. Боголеповым (1961) они выделены под названием осташевской свиты. На Ангаро-Ленском междуречье в полосе, примыкающей к оз. Байкал, и во внутригорных впадинах Восточного Саяна распространены слоистые светло-желтые и охристые пески, бурые глины и галечники, отнесенные Э. И. Равским (1959) к манзурской свите. Они с несогласием залегают на породах неогена и несут на себе следы процессов «железисто-красноцветного» выветривания, весьма характерного для эоплейстоценового времени. С этим временем, как указывает Э. И. Равский, связан новый цикл тектонического развития области, новая фаза в развитии растительного и животного мира. Отложения эоплейстоцена, развитые в межгорных впадинах Прибайкалья и Забайкалья и относимые ранее к верхам плиоцена и основанию плейстоцена изучались Е. В. Павловским, Н. А. Флоренсовым, Н. А. Логачевым, В. В. Ламакиным.

Наиболее полную стратиграфическую схему предложили в последнее время для ряда впадин Э. И. Равский совместно с В. Г. Гербовой (Гербова, Равский, 1961) и Л. В. Голубевой (Равский, Голубева, 1960). К нижнему стратиграфическому горизонту ими отнесены красноцветные щебнистые овражные и озерные образования, часто являющиеся продуктами близкого переотложения красноцветной коры выветривания. В ряде местонахождений (Береговая, Тологой, Усть-Кяхта) в этих отложениях содержится фауна *Hipparion* sp. (прогрессивная форма, напоминающая плиоценового китайского *Proboscidipparion), Gazella sinensis* Teilh. et Piv., *Mimomys* ex. gr. *redii-pussillus, Prosiphneus youngi, Citellus* sp., *Cricetullus* sp., *Siphneus* sp. (определения Э. А. Вангенгейм и И. М. Громова). Антилопа и цокор Яна — характерные представители нижнесанменьской свиты Северного Китая, являющейся стратиграфическим эквивалентом европейского виллафранка. К среднему эоплейстоцену относятся песчаные и гравийные сильно карбонатные отложения средней части разреза Тологой, содержащие остатки *Equus* cf. *sanmeniensis*. Из более верхних горизонтов эоплейстоцена происходят, видимо, костные остатки *Rhinoceros mercki, Equus* cf. *mosbachensis*.

Нижние части эоплейстоцена Тункинской впадины литологически и по палинологическим данным весьма сходны с нижними свитами эоплейстоцена Алтая.

Как отмечает Э. И. Равский и Л. В. Голубева (1960), растительность того времени была представлена хвойными породами, главным образом различными видами сосны. Кроме небольшого количества березы и ольхи, значительное место (до 10% пыльцы) занимала тсуга. Отмечается присутствие единичных зерен пыльцы широколиственных — липы, вяза, ореха. Верхние горизонты эоплейстоцена отличаются более разреженным характером хвойного леса, присутствием кедра, ели, березы, первым появлением лиственницы.

В заключение следует отметить, что отложения эоплейстоцена, развитые на территории горного пояса Южной Сибири — от Восточного Казахстана на западе до межгорных впадин Забайкалья, характеризуются целым рядом специфичных, присущих только им, особенностей. В первую очередь это буроцветность пород, обязанная значительному содержанию в осадках окислов железа в коллоидальной и терригенной форме, что

Таблица 3

Сводная стратиграфическая схема эоплейстоценовых отложений Юго-Восточного Алтая, 1962 г.

Существующая схема (1932 г.)			Схема В. И. Громова и др., 1961		Литология	Фауна	Флора	Пыльца	Климат	Тектоника
Четвертичный период		нижний	Эоплейстоцен	верхний (миндельский)	башкаусская свита Q_1^3 basch	Бурые галечники, конглобрекчии, прослои алевритов и песков	Остракоды: *Advenocypris* sp. (определение Н. Н. Найдиной)	Редкие микроводоросли *Sifonia* sp. Обугленная листовая флора	Очень малое содержание пыльцы, преобладает пыльца сосны	Умеренный	—
Неогеновый период	Плиоцен	верхний		средний (гюнцский)	боконская свита Q_2^1 вес	Светло-бурые пески, галечники, гравелиты, редкие горизонты алевритов, пресноводных известняков	Моллюски: *Viviparus kujalnicensis-bythinica* Mang., *V.* ex gr. *fasciata* (опр. Г. Ф. Лунгерсгаузена); *Lymnaea auricularia* L., *L. peregra* Müll., *L. peregra* var. *ovata* Drap., *Valvata piscinalis* Müll., *V. pulchella* Studer., *Pisidium* cf. *supinum* A. Schmidt., *Anisus (Gyraulus) acronicus* Fer. (опр. Я. И. Старобогатова) Остракоды: *Ilyocypris brady* Sars., *Il. gibba* Ramdohr., *Cypris subglobosa* Sowerby, *Cyprinotus* sp., *Eucipris* sp., *Candoniella marcida* Mand., *Lymocythere* sp., *Candona artis* Schneid. sp. n. (опр Г. Ф. Шнейдер) Рыбы: *Leuciscu stidus* L. (опр. Е. К. Сычевской) Млекопитающие: *Rhinoceros* sp., мелкие хищники и парнокопытные (опр. Э. А. Вангенгейм)	Хары: *Chara ceratophylla* aff. *auerea* Wolosz., *Ch. rinita* var. *pliocenica*, *Ch. meriani* var. *acutalis* Masl., Ch. sp., *Tolypella tuberculata* Masl. (опр. Л. К. Красавиной)	Бедный состав пыльцы. Преобладающее развитие сосновых лесов	Умеренный, недостаточно влажный, в межгорных впадинах приближающийся к аридному	Резкие тектонические движения в зонах сопряжения хребтов и котловин. Создание макроформ современного рельефа
		средний				Бурые пески, алевриты, галечники, прослои глин, из-	Горизонт А (низы): *Sinataia* sp. n. — 6 видов, *Baicalia* sp. n. — 5 видов. *Valvata piscinalis* Müll. ssp. n, *Lymnaea* cf. *gracilenta* (Mart.) *L.*	Хары: *Chara meriani* var. *delicata* Masl., *Chara meriani*	Намечается обеднение и исчезновение широколиствен-		

Неогеновый период	Плиоцен							
	средний							
	Эоплейстоцен							
	нижний (астийский-виллафранкский)							
	кызылгирская свита Q_1^1 kg	вестняков, горизонты строматолитов	*auricularia* L., *L. subangchia* sp. n., *Anisus (Gyraulus) acronicus* Fer., *A. (Gyraulus) macroncha* sp. n., *A. (Pseudocarinogyraulus) lentiformis* sp. n., *Pisidium vincentianum* Wood., *P.* cf. *cinerium* Ald., *P.* aff. *hibernicum West*, *P* aff. *supinum* A. Schmidt, *P.* aff *pusillum* Jen., *Cipangopaludina* sp. n., *Tulotoma* sp., *Planorbis* aff. *tangitarensis Germ.* (опр. Я. И. Старобогатова) Горизонт Б (верхи): *Psilunio stoliczkai* Neum., *P. craiovensis Tourn.*, *P. recurvus* Sabba, *Unio acutus* Cob., *U. mugodjaricus Bogatsch.*, *U. sturdzae*, *U. rumanus* Tourn., *U. protractus subpictorum* Lindh., *U.* cf. *atavus* Partsch., *U.* cf. *sinzovi* Bogatsch. (опр. Г. Г. Мартинсона и А. Л. Чепалыги); *Viviparus* aff. *tenisculptus orlovi* Lindh.(опр. Я. И. Старобогатова) Моллюски:*Viviparus* ex gr. *fuchsi—suessi* Neum.; *V.* aff. *balatonicus* Haray,*V.* ex gr.*contecta* Müll.(aff. *casarettoRous.*) *V.* ex gr. *achotinoides* Desh., *V.* aff. *kagarliticus* Lung., *V.* aff. *neumayri* Stef., *Lymnaea* aff. *apsheronia* Andr., *L. ovata* Drap., *L. auricularia L.*, *L. bessonae* Lung. (опр. Г.Ф. Лунгерсгаузена) Остракоды: *Candoniella* sp., *Candona* ex. gr. *candida*, *C.* ex. gr. *neglecta* Sar., *C. rostriformis* Schneid. *C. compressoformis* Mand., *Ilyocypris brady* Sars., *Il. gibba* Ramdohr, *Il. moratus* Bodina, *Il.* ex. gr. *tuberculata* Brady, *Turkmenella lucida* Schneid., *Cytherissa altaensis* Schneid. Herpe. *tocyprella tuberculata* Schneid.; *Advenocypris flebilis* Schneid. Рыбы: *Leuciscus idus* L., *Abramis brama* L. *Perca* sp., *Luciperca* sp. (опр. Е. К. Сычевской) Млекопитающие: *Hipparion* sp. cf *Proboscidipparion* (опр. Э. А. Вангенгейм)	var. *acutalis* Masl. (опр. Л. К. Красавиной)	ных пород. Преобладание *Picea* (40—80%). *Tsuga* (10—35%), *Pinus* (до 10%), *Abies* (6%). Появление *Larix* 5%. Преобладают хвойные с небольшим содержанием *Tsuga*, *Betula*, *Alnus*. Редко — *Podocarpus*, *Tilia*, *Corylus*, *Carya*	Теплый и влажный в межгорных впадинах, умеренный в горах	Дисклокации палеоген-неогеновых осадков Надвиги В основании эоплейстоцена резкое несогласие, у бортов впадин размыв

связано с процессами их преимущественно субаэрального диагенеза. Красноцветные толщи парагенетически связаны с эоплейстоценовой корой выветривания и по своему составу часто являются продуктами ее ближнего переотложения. Меньше развиты зеленовато-сероцветные породы субаквального происхождения, накапливающиеся главным образом в депрессионных структурах.

Эоплейстоценовые осадки, по-видимому, с несогласием и часто с размывом залегают на дислоцированных породах неогена и палеогена. Они значительно более грубые, чем все подстилающие неогеновые, преимущественно озерные толщи. Особенно контрастно эти различия проявляются в горных районах, где в эоплейстоцене преобладают резко грубообломочные «орогенические» фации пролювия, приближающиеся по характеру к горным молласам, что является отражением общего крупного тектонического этапа в развитии обширной территории юга Сибири.

Литологические особенности эоплейстоценовых осадков в сочетании с палеонтологическими и палинологическими материалами позволяют говорить об общности климатических условий того времени, которые отличались от неогена своей большей прохладностью и сухостью. Эти специфические особенности отложений позволяют четко выделять эоплейстоценовые осадки на большей территории юга Сибири в виде стратиграфически маркирующего горизонта и сопоставлять их между собой (табл. 3).

ЛИТЕРАТУРА

Аксарин А. В. Чуйский буроугольный район в Юго-Восточном Алтае.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, вып. 5.

Богаев В. В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.

Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Вангенгейм Э. А. Фауна четвертичных млекопитающих юго-востока и востока Сибирской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

Василенко В. К. Стратиграфия третичных континентальных отложений Зайсанской депрессии.— Труды Межведомств. совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.

Волочкович К. Л. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии (района хребтов Цаган-Шибету, Хархарануру и Сайлюгем).— Бюлл. МОИП, новая серия, 1961, т. 16, отд. геол. 36, вып. 1.

Гербова В. Г., Равский Э. И. К вопросу о стратиграфии четвертичных (антропогеновых) отложений Западного Забайкалья.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Голубева Л. В., Равский Э. И. Антропоген Тункинских впадин.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, т. 19, 1962.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 64, серия геол., № 17, 1948.

Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическое подразделение антропогеновой (четвертичной) системы.— Вопросы геологии антропогена (к VI конгрессу JNQUA в Польше в 1961 г.). М., Изд-во АН СССР, 1961.

Ефимцев Н. А. О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части горного Алтая.— Известия АН СССР, серия геол., 1958, № 9.

Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части горного Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 61, 1961.

Линдгольм В. А. Пресноводные моллюски из плиоценовых отложений по р. Иртышу.— Труды Всес. геол.-развед. объединения, № 238, 1932.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая.— Труды Всес. аэрогеологического треста, вып. 4, 1958.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на горном Алтае.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Мартинсон Г. Г. Байкальские моллюски в третичных отложениях Синьцзяна. Сб. памяти акад. Л. С. Берга. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Мартинсон Г. Г., Попова С. М. Новые третичные моллюски байкальского типа из озерных отложений юга Западной Сибири.— Палеонтологический журнал, 1959, № 4.
Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Межведомств. совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.
Маслов В. П., Щукина Е. Н. Строматолитовые известняки с Алтая четвертичного возраста.— Доклады АН СССР, 1950, т. 23, № 4.
Москвитин А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.
Наливкин Д. И. Учение о фациях. т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1956.
Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Восточного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 45, 1960.
Равский Э. И. К стратиграфии кайнозойских отложений юга Сибирской платформы.— Доклады АН СССР, 1959, т. 127, № 3.
Равский Э. И., Голубева Л. В. Эоплейстоцен Тункинской впадины.— Доклады АН СССР, т. 135, № 5.
Рачковский И. П. Маршрутные исследования в районе южной части Западной Монголии. Отчет о деятельности АН СССР за 1927 г., т. II. Л., 1928.
Рясина В. Е. Новые находки четвертичной фауны млекопитающих в Верхнем Приобье.— Доклады АН СССР, 1962, т. 142, № 5.
Сычевская Е. К., Девяткин Е. В. Первые находки рыб из неогеновых и нижнечетвертичных отложений Горного Алтая.— Доклады АН СССР, 1962, т. 141, № 1.
Чумаков И. С. Кайнозойские отложения северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Всес. аэрогеологического треста, вып. 3, 1957.
Чумаков И. С. К стратиграфии континентальных третичных отложений северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, им. С. Орджоникидзе, т. 32, 1958.
Шорыгина Л. Д. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Западной Тувы.— Труды Межведомств. совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.
Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.
Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий. (Библиотека отд. геол.-геогр. наук АН СССР). М., 1953.
Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.
Eardley A. The sediments Great Salt Lake.— BAAPI, 1938, N 10.
Neumayer. Zur Morphologie des Bivalvenschlosses.— Sitz. Akad. Wiss., Bd. LXXXVIII. N 1. Wien, 1883.
Pei Wen-Chung. On the Upper Cave industry.— Bull. Peking Natur. Hist., 1939, 13.

Е. В. ДЕВЯТКИН, Н. А. ЕФИМЦЕВ,
Ю. П. СЕЛИВЕРСТОВ и И. С. ЧУМАКОВ

ЕЩЕ О ЛЕДОЕМАХ АЛТАЯ

Впервые для Алтая термин «ледоемы» был применен В. П. Нехорошевым (1930), указавшим, что здесь в ледниковое время существовали отдельные центры оледенения, которые давали начало мощным ледниковым потокам; последние же, сливаясь, создавали мощные ледоемы, питавшие, в свою очередь, значительные долинные ледники. В числе таких древних ледоемов В. П. Нехорошевым были указаны плоскогорье Укок, Чуйская котловина, район оз. Джулу-Куль и Уймонская котловина.

По данным этого исследователя, ледоем плоскогорья Укок питал мощные ледники долинного типа, которые спускались по Бухтарме, Алахе, Аргуту и далее по Катуни.

Ледоем Чуйской котловины, по мнению В. П. Нехорошева, отличался большими размерами. Выделяя этот древний ледоем, В. П. Нехорошев (там же) вместе с тем отмечал, что в современной морфологии Чуйских Альп, особенно ее восточной части, нет почти никаких указаний на то, что в прошлом она представляла ложе огромного ледника.

Ледоем Джулукульской впадины, по тем же данным, питал льдом Чулышманский долинный ледник, а Уймонская котловина являлась главным ледоемом Катунского центра оледенения.

Приведенный список ледоемов был пополнен Б. Ф. Сперанским (1937) и А. И. Москвитиным (1946б). Первый из них указал на Курайскую котловину как на один из гигантских ледоемов, а А. И. Москвитин дополнительно выделил еще несколько ледоемов: Лениногорскую впадину, Май-Копчегайский грабен, впадины оз. Марка-Куль и Джаман-Кара-Кабинскую.

Указанные авторы отметили признаки, определяющие принадлежность того или иного участка горной страны к древним ледоемам. Так, В. П. Нехорошев (1930), говоря о древних ледоемах, отмечает, что это во всех случаях участки, пониженные относительно окружающих горных хребтов, являвшихся центрами оледенения. Следы былого наличия льда в ледоемах В. П. Нехорошев видит в одном случае в обилии озер (запад Чуйской котловины), в другом — в ярко выраженном ледниковом ландшафте (плато Укок), в третьем — в мощных ледниковых отложениях (Джулукульская котловина), в четвертом — в отдельном озе (Уймонская котловина).

Б. Ф. Сперанский (1937) сравнивает ледоем Курайской котловины с ледоемами, якобы описанными к этому времени Памирской экспедицией Академии наук СССР [1]. Он пишет: «В них с разных сторон, как в конечный приемник, спускались массы льда. В пределах этих чаш движение ледяных масс должно было быть ничтожным и поэтому их донный

[1] По поводу ссылки Б. Ф. Сперанского на работы Памирской экспедиции А. И. Москвитин (1946б) писал, что «упоминаний и описаний ледоемов он в работах Памирской экспедиции не нашел».

экзарационный эффект мало ощутим. Но избыток льда мог в подходящих местах переливаться через края чаш, что и имело место в отношении Чуйского ледоема» (стр. 55).

Как бы развивая эту мысль, А. И. Москвитин (1946б) замечает: «...Лед может быть двухъярусным и течь поверх нижележащих малоподвижных ледяных масс». И далее: «Очевидно, что главное в течении льда и в направлении его движения — это сила тяжести и что лед, подобно воде, может вытекать из «чаши» «ледоема» через проломы в краях ее на любом уровне, лежащем ниже области питания ледоема или просто — ниже уровня поверхности льда в этой «чаше» (стр. 147).

По А. И. Москвитину (1946б), в Лениногорской котловине к признакам былого оледенения следует отнести «...толщу ледниковых отложений до 80 *м* мощностью с двумя моренами, разделенными флювиогляциальными и озерными осадками» (стр. 145). Однако, говоря о ледоеме Чуйской впадины, А. И. Москвитин считает, что отсутствие в ней ледниковых отложений «...может, по-видимому, найти свое объяснение в особенностях течения льдов через ледоемы: нижняя часть льдов оставалась неподвижной, а подвижная верхняя, очевидно, была почти чистой, несла мало моренного материала» (стр. 153).

Из изложенного видно, что указанные исследователи не выделяют каких-либо определенных признаков, доказывающих существование ледоемов в пределах Алтая. Более того, в ряде случаев признаки, служащие доказательством существования былых ледоемов, оказываются диаметрально противоположными (например, присутствие морен в одном ледоеме и отсутствие их в другом).

Е. Н. Щукина еще в 1938 г., т. е. вслед за Б. Ф. Сперанским отметила [1], что Чуйская котловина вообще никогда не покрывалась льдами и что первое покровное оледенение оставило холмистые морены лишь по краям этой впадины. Вся же внутренняя часть ее покрыта только флювиогляциальными галечниками. Позже Е. Н. Щукина (1960) вновь отмечает, что ледоема в пределах Чуйской впадины, как об этом писал А. И. Москвитин (1946б), не существовало.

В. Е. Попов в 1954 г. в диссертации, посвященной четвертичным отложениям долины р. Катуни, отметил, что никаких следов ледоема в Уймонской котловине им не обнаружено. Конечная морена ледника долины Катуни располагается, по его наблюдениям, примерно в 30 *км* выше Уймонской котловины.

В 1957 г. И. С. Чумаков привел новые данные о строении Лениногорской депрессии, из которых следовало, что описанные здесь М. С. Кельманским (1935) ледниковые отложения имеют озерно-аллювиальное происхождение и, таким образом, не могут быть использованы для выводов о существовании древнего ледоема, как это было сделано А. И. Москвитиным. По заключению И. С. Чумакова, ледники максимального оледенения локализовались на Рудном Алтае только в высокогорной области — непосредственно близ границы с Горным Алтаем.

В 1958 г. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец опубликовали новые данные по геологии кайнозоя Чуйской и Курайской впадин. По данным этих исследователей, обе впадины никогда не были ледоемами, днища их выстланы песчано-галечными отложениями громадных озерных бассейнов, а максимальному распространению льдов могла соответствовать фаза значительного понижения уровня озера и сокращение его площади.

Таким образом, если не считать небольшого расхождения в толковании генезиса выполняющих днища этих впадин галечников, то выводы Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец полностью совпадают со взгляда-

---

[1] Ссылка на это высказывание Е. Н. Щукиной и критика других положений ее работы имеются у А. И. Москвитина (1946б, стр. 153).

ми Е. Н. Щукиной. Данные, указывающие на отсутствие льдов во время оледенения в пределах Чуйской и Курайской впадин, были приведены в 1960 г. и в докладе О. А. Раковец, Г. А. Шмидт и Е. В. Девяткина на Всесоюзном геоморфологическом совещании.

Ниже мы кратко рассмотрим особенности строения участков Алтая, выделенных указанными исследователями как ледоемы. Заметим при этом, что речь будет идти о ледоемах, развивавшихся во время оледенения, которое оставило следы как в виде аккумулятивных (конечные и береговые морены, озы, камы и др.), так и экзарационных (кары, троги, ригели) образований. В вопросе о возрасте этого оледенения, имевшего в большинстве случаев максимальные масштабы распространения, у авторов настоящей статьи нет единого мнения. Е. В. Девяткин, Ю. П. Селиверстов и И. С. Чумаков считают это оледенение среднеплейстоценовым, а Н. А. Ефимцев — верхнеплейстоценовым. Называть это оледенение мы будем максимальным.

Лениногорская впадина имеет абсолютные высоты около 1000—1400 м. В результате исследований Гидропроекта удалось значительно детализировать геологическое строение этого участка Рудного Алтая. Вся впадина представляет собой блок, опущенный по сбросу Обручева до 1500 *м* относительно поднятой тектонической глыбы Ивановского и Проходного белков. Палеозойский фундамент во впадине погребен на глубине до 300 *м* под третичными и четвертичными отложениями. Здесь удалось восстановить рельеф фундамента, выделить несколько погребенных долин. Каждой долине, в зависимости от длины реки, величины водосбора и главное от положения водосбора в опущенном или поднятом блоке, свойственны присущие ей отложения.

Долины рек пра-Филипповки и пра-Журавлихи выполнены глинистыми осадками верхнего плиоцена, на которых со следами резкого размыва залегают песчано-глинистые осадки нижнечетвертичного возраста (рис. 1). Общая мощность этих отложений достигает 100—120 *м*. Выше со следами резкого размыва залегает валунно-галечниковая среднечетвертичная толща мощностью до 50—60 *м*, с поверхности все осадки перекрываются средне- и верхнечетвертичными лёссовидными суглинками мощностью до 25 *м*, образующими современную слабо наклоненную к юго-западу равнину.

Осадки нижнечетвертичного возраста ранее здесь принимались за морену, разделенную флювиогляциальными и озерными образованиями, откуда и пошло представление о Лениногорской впадине как о ледоеме. Однако эти отложения по всему разрезу содержат фауну моллюсков, остракоды, остатки рыб, мелких млекопитающих; здесь же найдена впервые в мире в ископаемом состоянии ящерица *Ablepharus borealis* Dar., et Tschum.; сделаны многочисленные находки древесины, растительного детрита, отпечатков травянистых растений; повсеместно присутствует пыльца широколиственных — дуба, бука, вяза, клена, липы; встречены также остатки теплолюбивой ели (*Picea omorica*).

У подножия хребта, в долине пра-Быструхи, верхнеплиоценовые осадки представлены крупными валунами, галькой и гравием, сцементированными зелеными и пестрыми глинами. На них с резким размывом залегает нижнечетвертичный валунно-галечный аллювий с прослоями серых озерных глин и, главным образом, делювий в виде коричневых глин с глыбами, щебнем и дресвой гранитов Ивановского интрузивного массива. Сходные верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные осадки вскрыты и в долине пра-Громотухи.

Средне- и верхнечетвертичный делювий здесь содержит крупноглыбовый материал с песчано-глинистым заполнителем; лёссовым породам соответствуют четко выраженные в рельефе солифлюкционные образования, а также грубый пролювий и делювий.

В пределах собственно впадины нет никаких ледниковых отложений, указывающих на былой ледоем, а все заведомо ледниковые образования — морены и другие формы ледникового рельефа — локализуются лишь в высокогорье — на абсолютной высоте более 2000 *м*.

Впадины Южного Алтая в течение ряда последних лет изучались в процессе съемки и тематических исследований сотрудниками Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) и Восточно-Казахстанского геологического управления. Указанные работы захватили и площади, выделенные А. И. Москвитиным как ледоемы.

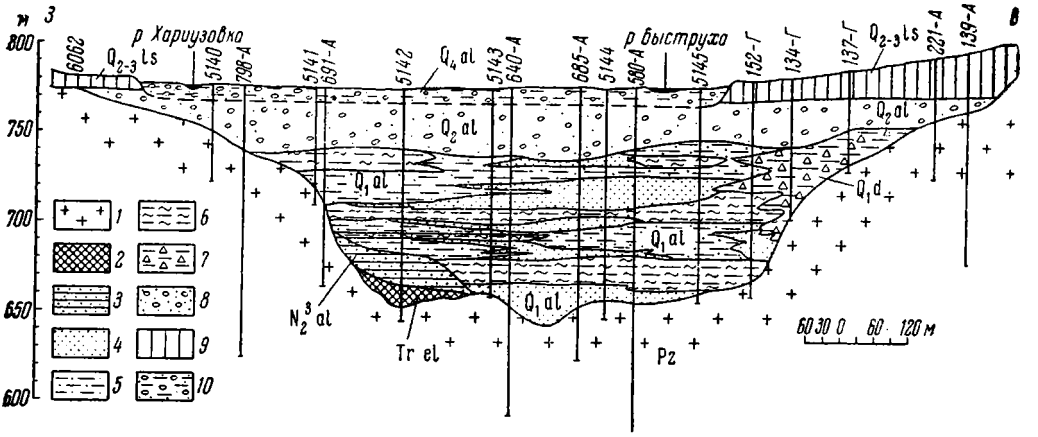


Рис. 1. Геологический профиль через погребенную долину пра-Филипповки между сопками Парковый Соколок (на западе) и Сокольная

1 — породы палеозойского фундамента; *2* — кора выветривания (белые структурные глины с дресвой и щебнем кварцевых кератофиров и алевропелитов); *3* — глины пестрые (серовато-зеленые и красновато-коричневые) с примесью песка, дресвы и щебня; *4* — пески разнозернистые, глинистые; *5* — глина коричневая до коричневато-серой; *6* — глина серая до темно-серой и черной, иловатая; *7* — глина коричневая с дресвой и щебнем; *8* — валунно-галечные отложения, в заполнителе — глинистый песок; *9* — суглинки лёссовидные; *10* — валунно-галечные отложения, в заполнителе — глинистые пески, песчанистые глины; 6062, 798 А и т. д.— скважины. Линия профиля (II—II) показана на рис. 3 в статье И. С. Чумакова «Верхнеплиоценовые (эоплейстоценовые) отложения Рудного Алтая» в настоящем сборнике

О Май-Копчегайской впадине А. И. Москвитин (1946б, стр. 146) писал: «Май-Копчегайский грабен, лежащий на высоте 1314—1350 *м* над уровнем моря, под южным склоном Курчумского хребта, функционировал, по-видимому, как ледоем, из которого льды спускались по выводным ущельям далее к югу, до высоты примерно 1250 *м*». Несколько ранее А. И. Москвитин (1946а) отмечал: «...движение льдов здесь шло с северо-востока на юго-запад вдоль впадины, но оно не было интенсивным; ни краевых, ни боковых морен не наблюдается. Донная морена прослеживается по дну впадины до самых ворот Май-Кончегайки, т. е. до места выхода ее из впадины, где морена вскрывается в обнажении на урезе речки... По-видимому, льды в Май-Копчегайской впадине формировали малоподвижный «ледоем» и уходили через ущелье Карабура, не поднимаясь на Сенташский водораздел (стр. 67—68).

Обращает на себя внимание такое признание А. И. Москвитина (1946а): «Догадаться о том, что валунные суглинки являются ледниковыми отложениями, а не оползневыми или солифлюкционными псевдоморенами можно только по следам смятия озерных глин, кое-где отчетливо выраженным» (стр. 67).

Подобная аргументация ледникового генезиса осадков, а в связи с этим и реконструкция ледоема, не может считаться сколько-нибудь убедительной. Реальное же соотношение отдельных элементов рельефа и характер

рыхлых отложений не подтверждают существования здесь ледников в прошлом.

Рассматриваемый район представляет собой холмистую поверхность древней денудации, разбитую молодыми разломами и перемещенную на разные высоты, что вызвало ее последующее расчленение (рис. 2). Таким

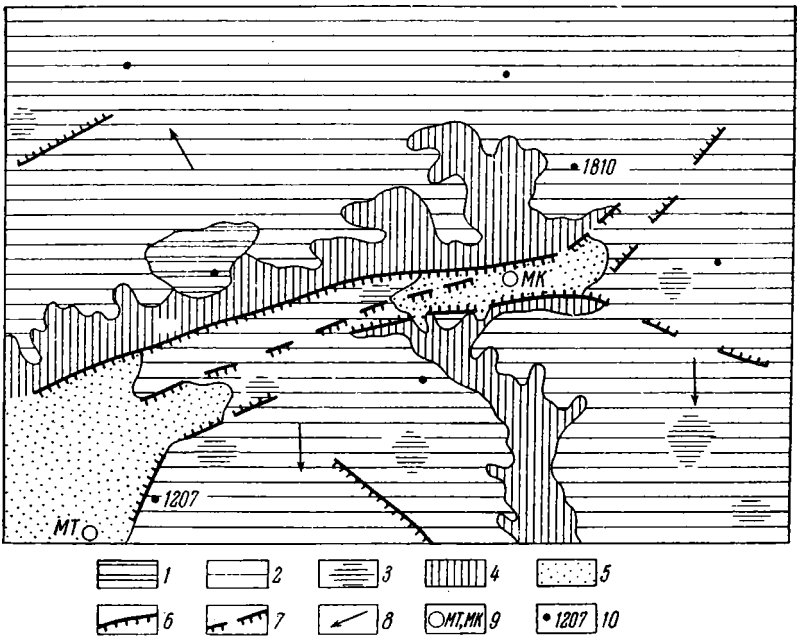


Рис. 2. Геоморфологическая схема Май-Копчегайской впадины на Южном Алтае (составлена Ю. П. Селиверстовым)

1 — холмистые поверхности выравнивания со следами незначительного древнего оледенения; *2* — то же, без следов ледникового воздействия; *3* — кора выветривания и палеогеновые отложения на поверхностях выравнивания; *4* — крутые склоны вдоль речных долин и тектонических уступов; *5* — аллювиально-пролювиальные отложения шлейфов в понижениях; *6* — подножия уступов тектонического происхождения; *7* — подножия уступов предполагаемого тектонического происхождения; *8* — преобладающие уклоны поверхностей выравнивания; *9* — поселки Май-Терек и Май-Копчегай; *10* — абсолютные высоты

путем возникли крутой, предопределенный разломом южный склон Курчумского хребта и небольшой грабен в районе Май-Копчегай. Центральная часть грабена, очерченного А. И. Москвитиным, представляет собой тектоническую ступень древней денудационной поверхности с сохранившейся корой выветривания (в районе перевала Сенташ). Та же денудационная поверхность с высотами 1500—1800 *м* отмечается к юго-западу и северо-востоку без каких-либо следов ледникового воздействия. Здесь также сохранились участки пестроцветной коры выветривания доолигоценового возраста.

В районе максимальных высот Курчумского хребта (до 2082 *м*) наблюдается ряд слабо выраженных каров и небольших трогов, где, видимо, существовало каровое оледенение незначительных размеров.

Отмеченные во впадине А. И. Москвитиным моренноподобные образования в действительности являются оползнями. Их развитию у подножия хребта способствовали интенсивные проявления новейших движений.

Аргументация выделения Марка-Кульской и Джаман-Кара-Кабинской впадин как ледоемов у А. И. Москвитина (1946б) ограничивается таким высказыванием: «Оз. Марка-Куль и Джаман-Кара-Кабинская впадина — к востоку от него, судя по морфологии и высоте

над уровнем моря (Марка-Куль 1485 *м*), также образовывали крупный ледоем» (стр. 146).

Однако как на склонах этих впадин, так и в их днищах отсутствуют какие-либо следы пребывания ледников. Днища впадин занимают лишь аллювиальные и флювиогляциальные отложения времени максимального оледенения. Конечные морены последнего оледенения встречаются только в долинах окружающих впадины пространств.

Уймонская впадина расположена на высотах 1000—1100 *м*. В литературе существует лишь одно обоснование для выделения этой впадины как ледоема — это оз, наблюдавшийся здесь В. А. Обручевым (1915). Все другие исследователи этого участка (Попов, 1954; геологи Всесоюзного аэрогеологического треста — ВАГТа) показывают, что в пределах днища и бортов впадины отутствуют следы ледникового воздействия и ледниковые отложения. В пределах впадины имеются лишь озерные и флювиогляциальные образования, а оз, упомянутый выше, по наблюдениям Е. В. Девяткина и Ю. П. Селиверстова в 1960 г., имеет эрозионное происхождение. По мнению Г. Ф. Лунгерсгаузена и Г. А. Шмидт [1], он является береговым валом древнего озера. Кроме того, знакомство с рельефом окружающих пространств показывает, что ледники долины р. Катуни и ее притоков вообще не доходили до впадины, а оканчивались в горах.

Чуйская и Курайская впадины в течение последних лет явились объектом работ ВАГТа, проводившего здесь как гелогическую съемку, так и тематические исследования. Мы уже отмечали, что предыдущие исследователи— Е. Н. Щукина, Г. Ф. Лунгерсгаузен, О. А. Раковец — пришли к выводу об отсутствии здесь ледоемов.

Ледники, выходившие из окружающих Чуйскую котловину хребтов, достигали лишь ее окраин (рис. 3). В юго-западной части котловины они спускались по долинам рек Чаган-Узун, Елангаш, Ирбисту, Кок-Узек и Тархата. Долинные ледники первых трех долин, сливаясь, образовывали крупный ледник подножия. Но и этот слившийся ледник едва достигал устья р. Чаган-Узун, где и оставил свою конечную морену на высоте около 1800 *м*. На востоке котловины конечные морены максимально продвигавшихся ледников отмечаются только при выходе из гор в степь долин рек Кокури, Буйлюгем, Юстыд на высотах около 2100 *м*.

Весьма небольшие масштабы древнего оледенения здесь были обусловлены главным образом климатическими особенностями этой части Горного Алтая и прежде всего малым количеством осадков. В настоящее время в районе с. Кош-Агач выпадает осадков всего лишь около 120 *мм* в год.

В остальных переферийных районах Чуйской котловины нет никаких признаков оледенения. Сквозная долина р. Табошак в Курайском хребте, по которой, согласно Б. Ф. Сперанскому (1937) и А. И. Москвитину (1946б), льды вытекали из Чуйского ледоема, не несет каких-либо признаков пребывания в ней ледника; она имеет тектоническое происхождение, выявленное геологической съемкой этого участка.

В Курайском «ледоеме» мы видим совершенно сходную картину. Ледники, спускавшиеся сюда с Северо-Чуйского хребта, образовывали при слиянии ряд ледников подножия, конечные морены которых четко располагаются по южной окраине котловины на высотах около 1600 *м*. Долинные ледники, спускавшиеся с Курайского хребта по северной окраине котловины, оканчивались на высотах около 1750—1800 *м*.

Таким образом, как в Чуйской, так и в Курайской котловинах никаких признаков сплошного оледенения нет. Отсутствуют эти признаки

---

[1] Доклад Г. Ф. Лунгерсгаузена на научно-техническом совете экспедиции № 8 ВАГТа о результатах поездки в Центральный Алтай (октябрь 1959 г., г. Бийск).

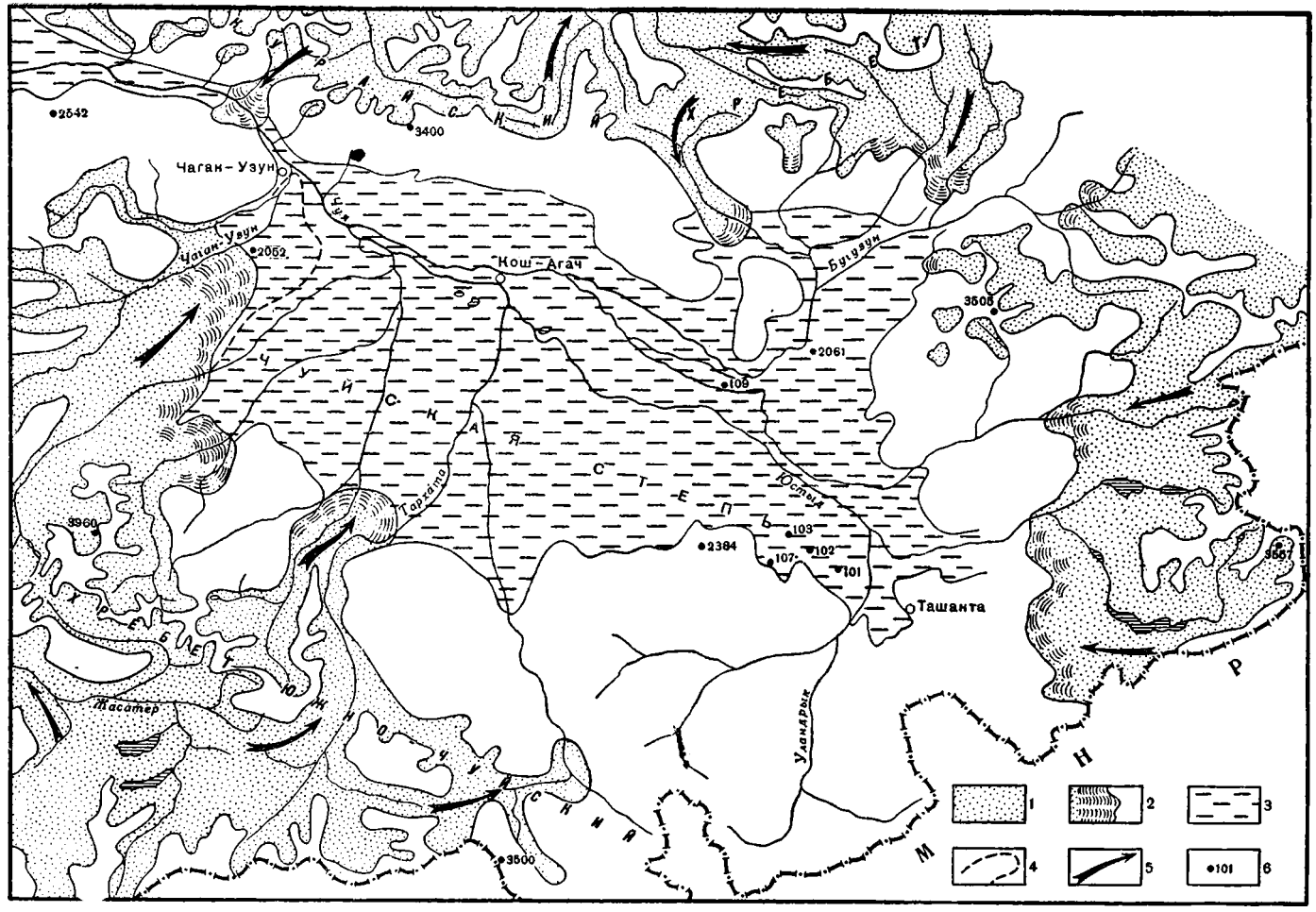


Рис. 3. Схема палеогеографии Чуйской котловины времени верхнеплейстоценового оледенения (составлена Е. В. Девяткиным)

1 — площадь, покрывавшаяся ледниками; *2* — конечные морены; *3* — приледниковое Чуйское озеро; *4* — предполагаемая граница максимального продвижения Чаган-Узунского ледника; *5* — направления движения ледников; *6* — скважины

и на перемычке между котловинами. Здесь ледники лишь достигали долины р. Чуи, выходя из Курайского хребта по долинам рек Куэхтанар и Тыдтугем 1. Ледник Куэхтанара перегораживал долину Чуи, благодаря чему создавался огромный приледниковый бассейн в Чуйской котловине. Никаких «бараньих лбов», упомянутых Б. Ф. Сперанским (1937) и приводимых А. И. Москвитиным (1946б) в доказательство восточного движения льда между котловинами, при специальных их поисках не было обнаружено. За такие образования Б. Ф. Сперанским были приняты, скорее всего, сглаженные рекой неровные выступы коренного ложа долины. Их распространение четко ограничено высоким уровнем террас в долине.

Как отмечал еще В. А. Обручев (1915), в ледниковое время в котловинах Алтая были широко развиты озерные бассейны. Одновременность существования ледников по окраинам котловины и озерных бассейнов в их центральных частях, что также опровергает существование ледоемов в них, доказывается рядом геологических и геоморфологических фактов. Наиболее яркими из них являются так называемые эрратические глыбы и валуны, описанные еще В. В. Сапожниковым в 1911 г. и В. А. Обручевым в 1915 г. Эти глыбы и валуны разных размеров разбросаны по поверхности котловин. Они лежат на озерных отложениях и выступах коренных пород в пределах максимального уровня древних приледниковых озер. Совершенно правильное объяснение происхождения эрратического материала предложил В. А. Обручев, указавший, что перенос глыб и валунов мог осуществляться только плавающим льдом, отколовшимся от концов ледников, выходивших непосредственно в озеро.

Озерные и флювиогляциальные отложения в котловинах вскрываются рядом буровых скважин и шурфов. Так, скважина 123, пробуренная Западно-Сибирским геологическим управлением (ЗСГУ) на территории колхоза им. Ворошилова в Чуйской котловине, прошла до глубины 24,3 *м* в озерно-флювиогляциальных гравийно-галечных отложениях средне — верхнечетвертичного возраста, а далее — до глубины 65,6 *м* в бурых щебенчатых глинах нижнечетвертичного и неогенового возраста.

В 1961 г. в центральных частях Чуйской котловины впервые было проведено глубокое бурение по поперечному профилю от с. Кокури к урочищу Бураты. Скважины 101—103, 105, 107, 108 вскрыли с поверхности средне-верхнечетвертичные суглинистые, песчано-гравийные, иногда мелкогалечные отложения делювиально-пролювиального и озерно-флювиогляциального типа. Их мощности очень невелики — всего 10—25 *м*. Лишь в долине р. Чуи у с. Кокури (скв. 109) эти отложения фациально замещаются толщей флювиогляциальных песков и галечников, выполняющих погребенную долину пра-Чуи до глубины около 200 *м*.

Верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные осадки представлены единой толщей бурых правийных песков и супесей аллювиального и озерного типа мощностью 20—35 *м*. В районе Красной Горки и с. Чаган-Узун они содержат фауну моллюсков, рыб, млекопитающих и растительные остатки.

В Курайской котловине многочисленные шурфы и скважина № 4, пробуренная Курайской экспедицией ЗСГУ северо-восточнее с. Курай, под маломощным (20—30 *м*) чехлом водноледниковых песчано-гравийных отложений вскрывают неогеновые озерные осадки, выполняющие центральные части котловины.

Таким образом, приведенные материалы не позволяют выделить горизонт ледниковых отложений в центральных частях Чуйской и Курайской котловин и реконструировать на этом основании древние ледоемы.

Плато Укок, расположенное у подножия хребта Южный Алтай, по В. П. Нехорошеву и А. И. Москвитину, также являлось ледоемом. Реконструкция древнего оледенения здесь показывает, что оно имело зна-

чительные размеры, хотя и не покрывало, как это предполагалось ранее, всего плато. По распространению морен и форм ледниковой экзарации здесь можно выделить два самостоятельных ледоема — Бертекский и Тархатинский.

Бертекский ледоем располагался на западе плато Укок у подножия хребта Южный Алтай на высотах 2300—2400 *м*. Он образовывался от слияния долинных ледников, выходивших из хребта. В максимум оледенения из этого ледоема долинные ледники спускались по долинам Бухтармы, Чиндагатуя и Ак-Алахи. Некоторые ледники перекрывали низкие водоразделы и переливались в долины соседних рек. Площадь, занимавшаяся льдами, отмечена широким развитием донной морены, перекрытой местами озерными и флювиогляциальными осадками. Долинные ледники, вытекавшие из котловины, оставили в долинах конечные морены.

Тархатинский ледоем фиксируется в восточной части плато Укок в верховьях Тархаты и Жасатера на абсолютных высотах 2350—2400 *м*. Здесь сливались ледники, спускавшиеся с Южно-Чуйского хребта и хребта Сайлюгем. Из ледоема по долинам Жасатера и Тархаты вытекали крупные долинные ледники. Вся площадь былого ледоема отличается широким развитием ледниковых и водноледниковых отложений. В местах выходов из ледоема долинных ледников сохранились следы интенсивной ледниковой экзарации.

Джулукульский ледоем был наиболее типичным из всех ледоемов Алтая (рис. 4). Ледоемом являлась большая часть Джулукульской котловины с высотами 2000—2200 *м*. Накоплению льда здесь способствовали особенности рельефа: ледники, формировавшиеся в многочисленных карах Шапшальского хребта и Верхнечулышманского массива, имеющих высоты от 3000 до 3500 *м*, спускались в котловину, где сливались между собой, заполняя все слабо расчлененное днище котловины. Мощность льда в ледоеме достигала 400—450 *м*.

В максимум оледенения питание ледоема в значительной мере происходило, по-видимому, и за счет твердых осадков, выпадавших из атмосферы на поверхность льда в пределах котловины. Об этом говорят следующие данные: поверхность льда в ледоеме находилась на абсолютной высоте 2650—2700 *м*, а снеговая линия в соседнем массиве Монгун-Тайга — на уровне 2700—2800 *м*.

В связи с тем, что снеговая линия во время оледенения заметно снижалась по направлению к северо-западу от указанного массива, можно допустить, что в районе оз. Джулу-Куль она находилась на уровне 2600—2650 *м*.

Ледяные массы из котловины направлялись в виде потоков главным образом на северо-запад — по долине Чулышмана, и на юг — по долине р. Могун-Бурени. Джулукульский ледоем давал начало самому крупному леднику Алтая — Чулышманскому, который оканчивался в истоках р. Бии у с. Артыбаш на абсолютной высоте 450 *м* и имел протяженность около 280 *км*.

Изучение Джулукульской котловины позволяет наметить следующие основные признаки, характерные для ледоемов, существовавших в Горном Алтае во время максимального развития оледенения:

1) наличие питающих центров в окружающих котловину хребтах с большим количеством ледниковоэкзарационных форм;

2) широкое развитие основной морены, выстилающей все днище котловины и представленной валунными суглинками и супесями. Преобладающий в морене материал вынесен из окружающих хребтов;

3) обилие флювиогляциальных внутриледниковых образований — озов, камов, камовых террас, создающих специфический рельеф и свидетельствующих о широком развитии «мертвых» льдов в период деградации ледников (рис. 5);

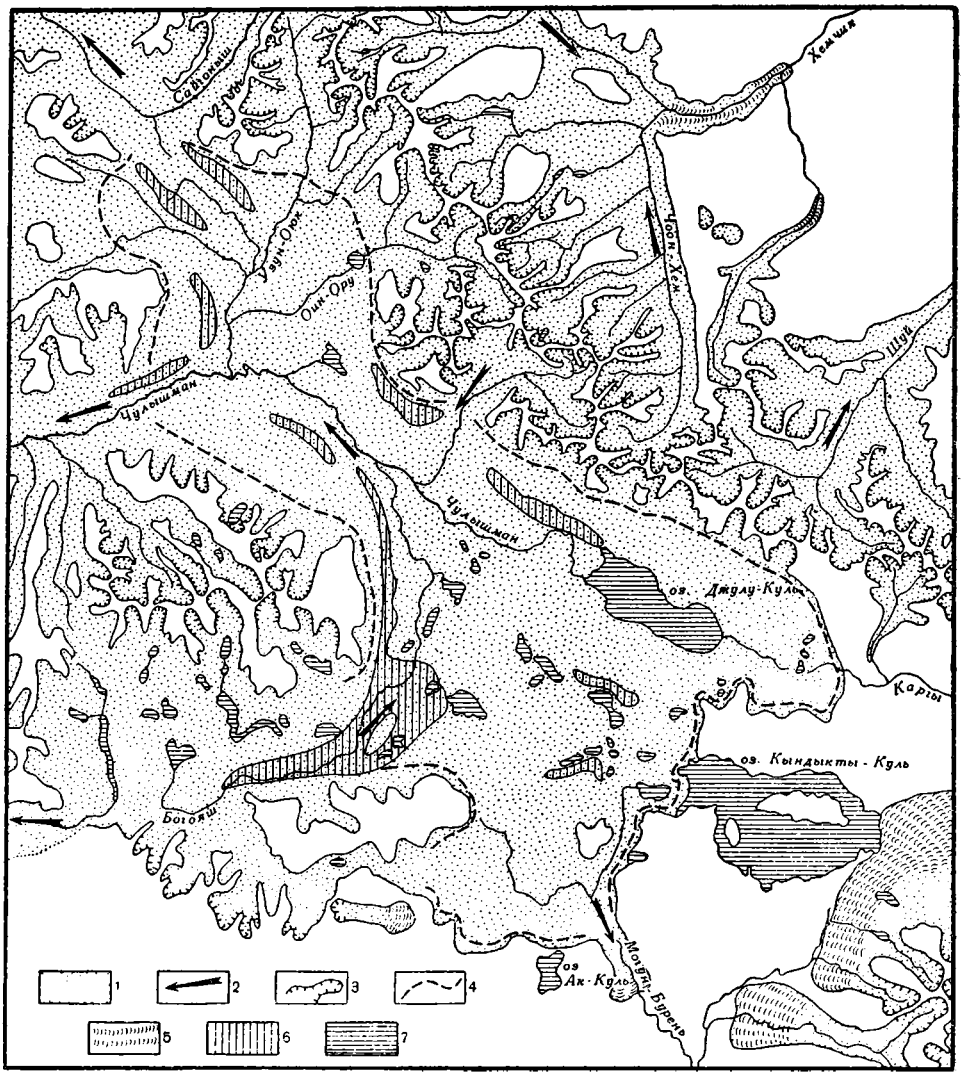


Рис. 4. Схема максимального оледенения района Джулукульского ледоема (составлена Н. А. Ефимцевым)

1 — площадь, покрывавшаяся ледниками; *2* — направления движения ледников; *3* — кары; *4* — границы Джулукульского ледоема; *5* — конечные морены; *6* — участки наибольшего распростра нения камовых террас; *7* — озера

4) наличие в наиболее пониженных участках котловины горизонтальнослоистых озерноледниковых отложений;

5) широкое развитие ледниковых озер разных размеров и ориентировки;

6) многочисленные следы ледникового сглаживания;

7) наличие в краевых частях ледоема маргинальных каналов, свидетельствующих об обилии талых ледниковых вод во время деградации ледников.

Из сказанного вытекает, что ледоемами можно называть только такие внутригорные котловины, в которых имеется комплекс ледниковых и флювиогляциальных образований, свидетельствующий о заполнении котловин массами льда, дававшими начало отдельным долинным ледникам.

Рис. 5. Оз. в Джулукульской котловине.
Фото Н. А. Ефимцева

Попытки обосновывать ледоемы там, где отсутствует указанный комплекс связанных с оледенением образований, как это делают В. П. Нехорошев, Б. Ф. Сперанский, А. И. Москвитин, не могут считаться оправданными. Выдвинутое в связи с этим положение А. И. Москвитина (1946б) о том, что льды в ледоеме (Чуйском) в период его саморазвития якобы могли быть чистыми — без моренного материала, находится в противоречии с данными гляциологии. При любой роли атмосферных осадков в питании льдов ледоема в период саморазвития поступление в котловину с окружающих хребтов ледников не прекращалось. Вместе с тем общеизвестно, что эти ледники формировались в центральных частях хребтов, сильно расчлененных карами, и двигались в сторону котловин, как правило, по глубоко врезанным долинам — трогам. Ледники такого типа никогда не бывают чистыми — они несут обычно большое количество моренного материала. А поскольку хребты, окружающие котловины, обычно возвышаются над ними на 1500—2500 *м* (например, над Чуйской, Курайской, Уймонской), невозможно игнорировать чисто физические закономерности, обусловленные температурной стратификацией воздуха над земной поверхностью,— превращение котловин в ледоемы могло происходить лишь путем заполнения котловин льдами долинных ледников, спускавшихся с хребтов.

Следовательно, при любой роли льда, образовывавшегося в ледоемах непосредственно за счет атмосферных осадков в максимум оледенения, моренный материал после деградации льдов должен был бы покрывать днища котловин.

Существование «чистых» льдов и то не по всей мощности возможно только в ледниках типа шапок, куполов. Такой ледник площадью до 10 *км*^{2} существует в настоящее время, например на массиве Монгун-Тайга в юго-западной Туве.

Материалы, имеющиеся в распоряжении авторов, позволяют считать, что, помимо указанных выше, и другие внутригорные котловины Восточного Алтая, такие как Сайгонышская, Улаганская и Сорулукольская, во время древнего оледенения являлись ледоемами.

ЛИТЕРАТУРА

Девяткин Е. В. О древних ледниковых озерах на Юго-Восточном Алтае.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, № 3.

Девяткин Е. В. Ефимцев Н. А., Селиверстов Ю. П., Чумаков И. С. О так называемых ледоемах Алтая. Автореферат доклада.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, № 3.

Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 61, 1961.

Кельманский М. С. Напорные самоизливающиеся воды Риддерского района на Алтае и возможность их использования для целей водоснабжения.— Разведка недр, 1935, № 17.

Лунгерсгаузен Г. Ф. и Раковец О. А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая.— Труды Всес. аэрогеологического треста, вып. 4, 1958.

Москвитин А. И. Май-Копчегайский грабен в Юго-Западном Алтае.— Известия АН СССР, серия геол., 1946а, № 4.

Москвитин А. И. Алтайские ледоемы.— Известия АН СССР, серия геол., 1946б, № 5.

Нехорошев В. П. Современное и древнее оледенение Алтая.— Труды III Всес. съезда геологов. Ташкент, 1930.

Обручев В. А. Алтайские этюды. 2. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае.— Землеведение, 1915, кн. 3, № 4.

Попов В. Е. Четвертичные отложения долины р. Катуни в Центральном Алтае. Диссертация. (Библиотека им. Ленина). М., 1954.

Селиверстов Ю. П. Четвертичные оледенения Южного Алтая.— Материалы ВСЕГЕИ, вып. 2, 1959.

Селиверстов Ю. П. Геоморфологическое строение востока Южного Алтая.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 29, 1960.

Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, вып. 5.

Чумаков И. С. Новые данные о геологическом строении Лениногорской депрессии на Рудном Алтае, Автореферат доклада.— Бюлл. МОИП, отдел геол., т. XXXII, вып. 6, 1957а.

Чумаков И. С. Кайнозойские отложения северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Всес. аэрогеологического треста, вып. 3, 1957б.

Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXII

И. Г. ЛИСКУН

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКАУССКОЙ СВИТЫ ДОЛИНЫ р. КУБАДРУ

Отложения башкаусской свиты широко развиты в межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая. Наиболее полные разрезы этой свиты наблюдаются в пределах Улаганской котловины, в бассейне р. Башкаус, по долине р. Кубадру.

Впервые бурые галечники башкаусской свиты были отмечены В. П. Нехорошевым (1932). Е. Н. Щукина (1953) описала их как морену миндельского яруса, указав, что отложения сложены желто-бурыми супесями и глинистыми разнозернистыми песками с неравномерно распределенными в них валунами. Она отмечала наличие в толще как свежих, так и сильно выветрелых валунов. Последние, по ее мнению, претерпели выветривание до отложения толщи и были принесены сюда в мерзлом состоянии. В 1956 г. эти отложения изучил Н. А. Ефимцев (1961), который считает их аллювиальными образованиями и относит к верхнему плиоцену. Он описывает интересующую нас толщу как валунно-галечниковую с обилием линз и прослоев песчаного и гравийно-мелкогалечного материала. Наличие выветрелых валунов он объясняет выветриванием толщи, происходившим после ее формирования, но также не исключается возможность приноса материала, уже затронутого выветриванием. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) считают эти отложения «типичной мореной», относят их к миндельскому ярусу плейстоцена и указывают на наличие длительной эпохи интенсивного выветривания, протекавшего после отложения башкаусской свиты. В период с 1954 по 1961 г. районы развития отложений башкаусской свиты неоднократно посещались Е. В. Девяткиным [1]. По мнению Е. В. Девяткина, отложения башкаусской свиты относятся к верхнему эоплейстоцену (миндельскому ярусу) и представлены аллювиальными образованиями с некоторым участием пролювиальных фаций. Он допускает существование двух этапов выветривания: основного, предшествовавшего формированию башкаусской свиты, и второстепенного, происходившего одновременно с отложением толщи. Таким образом, по вопросу о происхождении отложений башкаусской свиты пока еще не существует единого мнения.

В данной работе сделана попытка разрешить этот вопрос методом детального фациально-минералогического анализа, которому предыдущие исследователи не уделяли должного внимания. Основой литолого-минералогических исследований, как известно, является изучение вещественного состава пород и их структурных и текстурных особенностей. Это дает возможность осветить генетические признаки пород, определить их фациальные типы и выявить закономерности размещения последних по разрезу и в пространстве. Изучение особенностей изменения терригенного

[1] См. статью Е. В. Девяткина «Эоплейстоцен Юго-Восточного Алтая» в настоящем сборнике.

материала и характера минеральных новообразований позволяет определить условия, в которых происходило накопление осадка и становление его в породу.

Мы провели детальные геологические наблюдения и собрали большой каменный материал по ряду обнажений башкаусской свиты. Настоящая работа является результатом полевых исследований и лабораторного изучения собранного материала.

Отложения башкаусской свиты выполняют эрозионно-тектоническую депрессию, вытянутую в субширотном направлении вдоль северного подножия Курайского хребта. Эти отложения прорезаются долиной р. Кубадру, вдоль которой на расстоянии около 15 *км*, прослеживается ряд прекрасных обнажений.

Башкаусская свита представлена толщей галечников с небольшим количеством валунов и линзами песков, алевритов и реже глин. Рассмотрим строение бакшаусской свиты в различных частях долины р. Кубадру (рис. 1.).

В верховье Кубадру, по р. Кысхыштубек, башкаусская свита представлена 45-метровой толщей галечников, залегающей с размывом на коренных породах палеозоя. Галечники желто-бурого цвета, горизонтальнослоистые. Слоистость обусловлена чередованием пачек (3—4 *м*) валунно-галечного материала и пачек (1—1,5 *м*) с более мелкими гальками. Для разреза характерно обилие крупных валунов, до 1 *м* в диаметре, и почти полное отсутствие линз мелкозернистого состава. В крупнообломочном материале наряду с хорошо окатанными гальками и валунами наблюдаются угловатые глыбы и щебень. Валуны и гальки располагаются согласно со слоистостью, а их длинные оси ориентированы в северо-восточном направлении. Между ними лежит песчано-гравийный глинистый материал, местами рыхлый, местами слабосцементированный. Толща галечников перекрывается мореной (вюрмской) серого цвета, мощностью 3 *м*. Аналогичное строение толщи прослеживается на протяжении 5 *км*, что видно в серии обнажений по р. Кысхыштубек. В среднем течении Кубадру башкаусская свита представлена 50-метровой пачкой желто-бурых галечников, обнажающихся выше уреза воды; подошва толщи здесь не видна. Галечники — горизонтальнослоистые. Обломочный материал хорошо окатан. Размер валунов не превышает 0,5—0,6 *м*. Гальки и валуны ориентированы согласно со слоистостью и связаны песчано-гравийным материалом с обилием глинистых частиц. Линзы мелкого материала очень редки, маломощны (5—10 *см*) и не выдержаны по простиранию (0,5—1 *м*). Галечники перекрываются серым валунником (рисского ледникового комплекса) мощностью до 8 *м*. Последний, в свою очередь, кроется мореной мощностью 3 *м*.

В нижнем течении Кубадру башкаусская свита образует непрерывные обнажения по левому берегу реки на протяжении 7,5—8 *км*. Основание толщи в большинстве разрезов не вскрыто, лишь в самом северо-восточном обнажении видно, что она залегает на коренных породах палеозоя. Как и в верховье реки, толща представлена галечниками желто-бурого цвета, горизонтальнослоистыми, но наряду с горизонтальной слоистостью в ряде участков этого большого обнажения наблюдаются пачки с довольно ясно выраженной косой слоистостью. В этих разрезах самые крупные валуны не превышают 0,5 *м*, преобладают же валуны размером 15—20 *см*. Обломочный материал хорошо окатан. Заполнитель представлен песчано-гравийным материалом с примесью алевритовых и пелитовых частиц. По всей толще распространены линзы песков, алевритов и реже глин. Мощность линз варьирует от 10—15 до 40—50 *см*, протяженность от 1—1,5 до 20—30 *м* (рис. 2). В большинстве линз наблюдается четкая горизонтальная слоистость, реже встречаются линзы с косой слоистостью или совсем неслоистые. Нередко в одной и той же линзе неслоистые разнозернистые

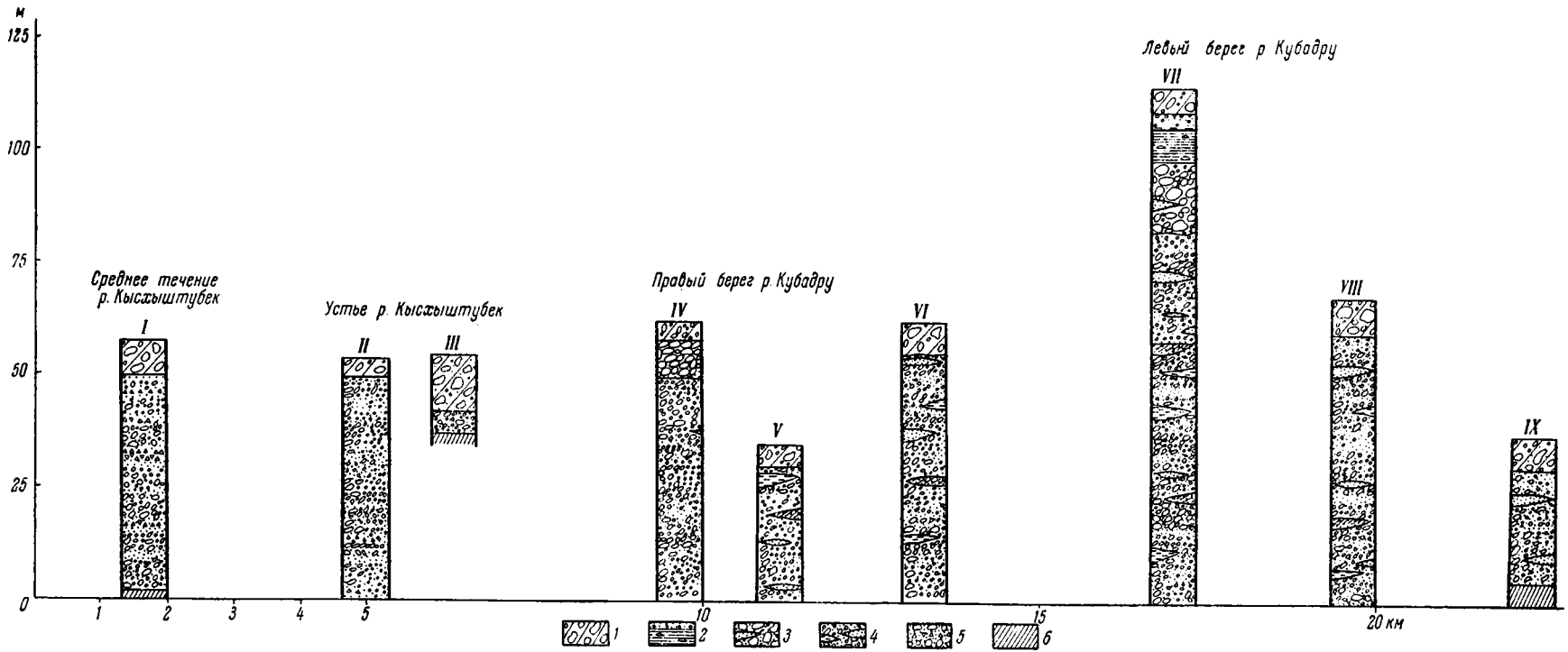


Рис. 1. Разрезы антропогеновых отложений долины р. Кубадру

1 — морена (glQ_3^2); *2* — озерноледниковые ленточные глины и алевриты (lm — glQ_3^1); *3* —флювиогляциальные валунники ($flgQ_3$); *4*— аллювиальные галечники с линзами песков и алевритов башкаусской свиты верхнего эоплейстоцена (Q_1^3bsch); *5*—пролювиальные щебни и галечники башкаусской свиты верхнего эоплейстоцена; *6*—палеозойские породы

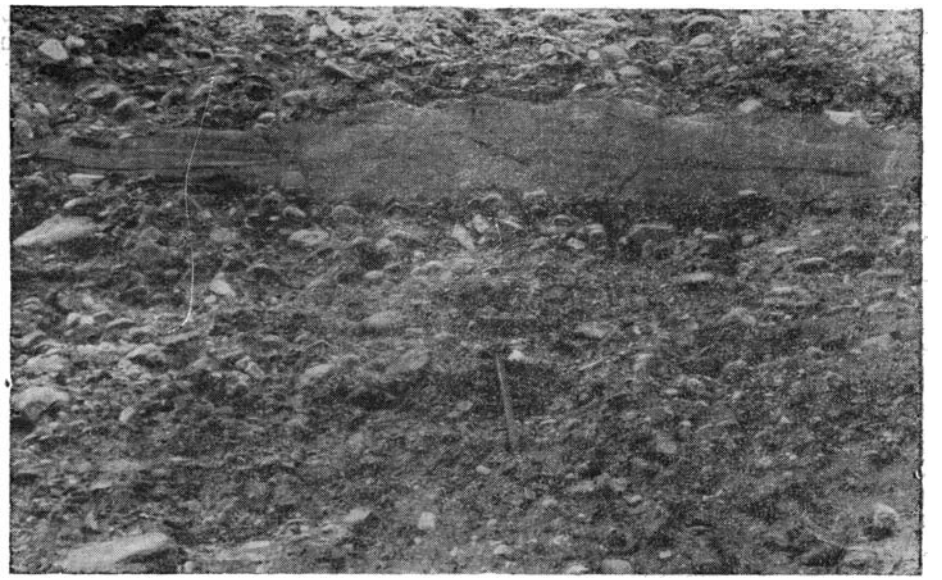


Рис. 2. Линза алеврита в толще башкаусских галечников

пески сменяются тонко-горизонтальнослоистыми алевритами. Обычно линзы мелкозернистого материала окрашены светлее вмещающей толщи галечников или даже приобретают зеленовато-серые тона. Интересно отметить, что почти во всех линзах встречаются мелкие остатки обугленной растительной ткани, а в одной из линз найден фрагмент древесного растения длиной около 10 *см*, залегающего согласно со слоистостью алеврита. Башкаусская свита перекрыта пачкой серого валунника (максимальной мощности 16 *м*); последний выше сменяется пачкой озерноледниковых пепельно-серых глин (максимальной мощности 11 *м*). Разрез заканчивается мореной, перекрывающей плащом все подстилающие ее отложения.

Из приведенного выше описания отдельных разрезов отчетливо выступает характерная черта башкаусской свиты — ее ясно выраженная линзовидно-горизонтальная слоистость. Другой, не менее важной, особенностью этой толщи является субгоризонтальная ориентировка галек, а местами даже их черепитчатая укладка. Для толщи в общем характерна желтовато-бурая окраска пород, однако местами наблюдаются различия в ее интенсивности. Как правило, грубообломочные разности отличаются более яркими тонами по сравнению с прослоями и линзами мелкозернистого материала. Обломочный материал толщи в целом хорошо обработан. Валуны и гальки имеют округлую или плоскоокруглую форму и отличаются сравнительно небольшими размерами (валуны не более 0,6 *м*, реже до 1 *м*; гальки 5—8 *см*). Грубость материала заметно уменьшается, а степень его обработки значительно увеличивается в северо-восточном направлении, в направлении течения р. Кубадру. Максимальная видимая мощность толщи достигает 85 *м*.

Указанные особенности башкаусской свиты говорят о том, что в ее строении главную роль играют аллювиальные отложения с некоторым участием пролювиальных образований. Аллювиальные отложения, составляющие бо́льшую часть толщи, представлены фациями руслового аллювия, сложенного галечниками, песками и алевритами. Отложения пролювиальных фаций развиты только в верховье р. Кысхыштубек, где наблюдается некоторая примесь плохо сортированного щебнистого материала.

Перейдем к характеристике вещественного состава пород башкаусской свиты. Рассмотрим выделенные выше группы пород — галечники, пески, алевриты и глины.

Галечники состоят из хорошо окатанных обломков разнообразных по составу пород. Большинство галек округлой или эллипсоидальной формы. Меньшая часть их обладает неправильной формой, но всегда имеет сглаженные углы. По размеру обломков галечники довольно плохо сортированы. Преобладают гальки размером 5—8 *см*, однако нередко в толще встречаются обломки гораздо более крупных размеров и даже валуны до 1 *м* в диаметре. Так, в среднем на 1 $м^2$ обнажения приходится 100—120 галек размером до 10 *см*, 8—10 валунов размером до 25 *см* и иногда 1—2 валуна до 0,5 *м* в диаметре. Изучение петрографического состава галек показало, что галечники имеют полимиктовый состав. Наиболее распространены гальки и валуны различных разновидностей гранитных и метаморфических пород. Среди гранитов встречаются роговообманковые, роговообманково-биотитовые и биотито-мусковитовые разности. В структурном отношении они разделяются на крупно- и мелкозернистые породы: и те и другие часто бывают сильно рассланцованы. Метаморфические породы представлены разнообразными сланцами (роговообманковыми, биотитовыми и глинистыми), кварцитами, амфиболитами, гнейсами, роговиками и кварцитовидными песчаниками. Кроме того, в толще встречаются гальки сильно ожелезненных пород, потерявших первоначальную структуру. По своему характеру эти обломки напоминают породы верхних горизонтов коры выветривания. Интересно отметить, что гальки всех перечисленных пород нередко встречаются в толще в рыхлом, сильно выветрелом состоянии. Отдельные валуны при ударе легко рассыпаются на мелкие обломки. Подсчеты показали, что в нижней части толщи содержание галек выветрелых пород достигает 25—30%, а в верхней части их не более 15—20%.

Микроскопическое изучение галек подтвердило, что наряду со свежими, совершенно неизмененными породами встречаются гальки пород, в различной степени затронутых выветриванием. Прежде всего выветривание проявляется в разложении темноцветных компонентов, которое выражается в осветлении минералов и образовании вокруг них каемки гидроокислов железа; полевые шпаты при этом не претерпевают никаких изменений. При более глубоком выветривании наблюдается образование гидрослюд, пелитизация и серицитизация полевых шпатов. Наконец, встречаются гальки настолько сильно разложенных пород, что их первичная природа полностью маскируется обильными выделениями гидроокислов железа.

Цемент (или заполнитель) галечников представлен желто-бурым гравийно-песчаным материалом с обилием алевритовых и пелитовых частиц. Их количественное соотношение показано в табл. 1.

Как видно из табл. 1, в составе цемента преобладают гравийные и алевропелитовые частицы. Песчаные зерна имеют подчиненное значение.

Цемент местами рыхлый, сыпучий, а местами довольно плотный, и тогда в обнажении галечники образуют отвесные обрывы. Тонкий обломочный материал плохо окатан, и только гравийные зерна несут на себе следы водной обработки. Среди гравийных, песчаных и алевритовых частиц цемента присутствуют зерна прозрачного розового и молочно-белого почти всегда ожелезненного кварца, свежих или слабо серицитизированных полевых шпатов, пластинки как свежих, так и сильно ожелезненных слюд, обломки кристаллов роговой обманки и пироксенов, а также обломки многочисленных пород, в различной степени затронутых выветриванием. Состав их полностью отвечает составу галек. Глинистое вещество цемента образует каемки волнисто-гаснущих агрегатов вокруг крупных обломочных зерен и заполняет промежутки между алевритовыми частицами.

Таблица 1

Гранулометрический состав цемента галечников

№ образца цемента	Содержание зерен, % (размер зерен в *мм*)						
	>2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,001
22	37	6	4	7	14	17	15
23	32	4	3	12	19	17	13
38	22	8	6	8	8	29	19
64	28	9	6	9	7	26	15
65	20	13	7	8	4	25	23
66	21	14	8	7	4	25	21
68	25	22	12	9	4	14	14
72	42	18	10	8	5	5	12
73	17	8	5	17	21	6	26
74	18	9	5	4	3	26	35
75	61	8	2	3	2	6	18
76	27	20	12	15	8	4	14
77	21	16	12	12	9	10	20
78	23	17	13	13	8	8	18

В цементе галечников наблюдается высокое содержание (до 14,2%) тяжелых минералов во фракции 0,1—0,01 *мм*. Состав и количественное соотношение их показано в табл. 2.

Значительное содержание минералов тяжелой фракции свидетельствует о близости источников сноса, а ее эпидото-роговообманковый состав говорит о размыве гранитоидных и метаморфических пород.

Пески и алевриты в отложениях башкаусской свиты имеют подчиненное значение, слагая отдельные прослои и линзы внутри толщи галечника. В табл. 3 приведен их гранулометрический состав.

Таблица 2

Минеральный состав тяжелой фракции 0,1—0,01 *мм*

№ образца	Выход тяжелой фракции, %	Содержание тяжелых минералов, %									
		рудный минерал	эпидот	роговая обманка	пироксен	турмалин	биотит	сфен	циркон	гранат	титановые минералы
22	9,9	29,9	29,9	18,1	7,0	4,1	5,5	1,4	4,1	—	Ед. з.
23	9,0	42,0	41,0	7,3	3,5	0,9	Ед. з.	—	3,5	0,9	0,9
64	10,2	20,0	18,2	19,5	16,8	Ед. з.	15,0	Ед. з.	5,5	Ед. з.	4,2
65	14,0	20,0	13,3	36,4	11,9	Ед. з.	14,0	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.	4,4
66	9,8	44,0	11,0	33,0	6,0	—	3,0	—	2	—	1
68	10,8	29,0	15,0	26,0	14,0	—	14,0	—	2	—	Ед. з.
72	14,2	23,6	12,7	40,8	10,2	Ед. з.	10,2	—	Ед. з.	—	2,5
73	8,3	33,6	10,0	36,3	7,0	Ед. з.	13,1	—	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.
74	5,3	25,0	17,0	32,5	8,5	Ед. з.	17,0	—	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.
75	13,26	42,0	12,0	28,0	6,0	—	12,0	—	—	—	Ед. з.
76	11,2	25,0	12,7	56,8	5,5	—	Ед. з.	—	Ед. з.	Ед. з.	—
77	7,6	23,0	4,7	44,3	8	Ед. з.	20,0	—	—	Ед. з.	Ед. з.
78	11,1	20,6	7,1	53,8	7,9	Ед. з.	8,4	Ед. з.	—	—	3,2

Таблица 3

Гранулометрический состав песков, алевритов и глин

№ образца	Содержание зерен, % (размер зерен в *мм*)						
	>2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,001
27	—	1	7	36	25	21	10
25	—	5	15	35	16	18	11
36	3	4	3	8	23	39	20
108	—	—	1	6	35	39	19
110	1	5	13	36	21	11	13
115	1	9	20	35	13	8	14
116	—	2	6	31	30	15	16
28	—	—	—	—	3	49	48
29	—	—	1	5	12	40	42
31	—	—	—	5	29	28	38
32	—	—	—	—	18	52	30
33	—	—	—	—	1	62	37
34	—	—	—	—	5	52	43
35	—	—	—	—	—	52	48
37	—	—	—	1	27	43	29
109	—	—	—	—	25	40	35
113	—	—	—	4	3	48	45
114	—	—	—	—	8	56	36
26	—	2	3	8	6	3	78

Судя по данным табл. 3, песчаные разности пород почти всегда содержат значительную примесь алевритовых частиц, а алевриты, как правило, хорошо отсортированы. Минеральный состав песков и алевритов весьма близок и не отличается от состава песчаных и алевритовых фракций цемента галечников. Они также состоят из зерен кварца и полевых шпатов, пластинок слюд, обломков гранитов, сланцев, кварцитов и т. д. Отдельные разности отличаются друг от друга лишь количественным соотношением слагающих их компонентов и текстурными особенностями. Так, алевриты образуют линзы с горизонтальной или косой слоистостью, а пески чаще слагают неслоистые линзы.

Пески и алевриты также характеризуются большим процентом выхода минералов тяжелой фракции и высоким содержанием среди них роговой обманки и эпидота (табл. 4).

Интересная особенность песчано-алевритовых пород — заметное содержание в них органического вещества растительного происхождения. Оно встречается как в виде крупных остатков растительной ткани с сохранившимся клеточным строением, так и в виде мелких обрывков и углистой пыли.

Глины в чистом виде встречаются в башкаусской свите очень редко — они образуют лишь отдельные тонкие невыдержанные прослои в линзах алевритов. Однако глинистое вещество как примесь присутствует в значительном количестве во всех литологических разностях пород этой толщи, заполняя собой все свободное пространство между обломочными зернами. Мы постарались особенно детально изучить глинистое вещество, применив, помимо микроскопических исследований шлифов и ориентированных препаратов, термический анализ, электронную микроскопию и метод окрашивания глинистых суспензий метиленом голубым и хлористым

Таблица 4

Минеральный состав тяжелой фракции 0,1—0,01 *мм*

№ образца	Выход тяжелой фракции, %	Содержание тяжелых минералов, %									
		рудный минерал	эпидот	пироксен	роговая обманка	биотит	гранат	сфен	турмалин	циркон	титановые минералы
25	6,4	20,0	35,2	5,0	20,0	16,0	1,3	Ед. з.	Ед. з.	2,5	—
27	12,6	31,4	10,2	6,6	29,0	4,2	2,2	—	2,2	10,0	4,2
28	6,4	27,3	27,2	14,3	9,1	3,9	1,3	3,9	5,2	3,9	3,9
29	1,8	27,0	19,0	10,0	13,0	7,0	2,0	1,0	7,0	7,0	7,0
31	3,1	22,6	24,0	5,5	26,7	13,1	—	Ед. з.	2,0	2,7	3,4
32	7,8	20,0	29,9	12,0	28,6	1,9	—	0,6	1,3	4,4	1,3
33	0,61	25,0	38,9	11,2	12,5	3,7	2,5	—	—	2,5	3,7
34	3,5	27,2	29,3	17,2	15,5	2,7	—	Ед. з.	Ед. з.	1,8	6,3
37	6,1	30,0	31,1	11,0	16,5	2,2	—	—	2,2	2,0	5,5
109	8,1	11,4	22,8	14,7	22,8	17,0	—	—	Ед. з.	4,5	6,8
110	9,9	6,2	7,8	Ед. з.	59,4	26,6	—	—	—	Ед. з.	Ед. з.
111	11,4	23,4	25,0	21,9	17,2	12,5	—	—	—	Ед. з.	Ед. з.
114	6,9	16,9	23,1	18,6	24,5	6,1	—	—	3,1	Ед. з.	7,7

калием (с фотометрированием окрашенных суспензий). В результате удалось установить, что глинистый материал пород башкаусской свиты является полиминеральным и в его состав входят гидрослюды, каолинит и монтмориллонит. Особенно обогащены монтмориллонитом некоторые прослои глинистых алевритов, где содержание его во фракции $<0{,}001$ *мм* достигает 40—60%.

Показатели светопреломления глинистых агрегатов из этих пород близки к константам монтмориллонита — $Ng'=1{,}550$; $Np'=1{,}528$, но несколько завышены присутствием каолинита и гидрослюд. В большинстве же случаев в глинистых фракциях преобладает каолинитовый материал и гидрослюды, и тогда показатели светопреломления глинистых агрегатов соответственно повышаются: $Ng'=1{,}562$; $Np'=1{,}550$. В шлифах отчетливо видно, что каолинит и гидрослюды присутствуют в виде мельчайших терригенных частиц. Кроме того, гидрослюды, как новообразования развиваются уже в осадке при изменении терригенных частиц биотита. Монтмориллонит же является целиком аутигенным минералом и возникает в результате диагенетических изменений терригенных слюдистых и гидрослюдистых частиц. В шлифах, например, удается проследить все стадии перехода свежего биотита в монтмориллонит. Пластинки биотита (алевритовой и даже песчаной размерности) уже в осадке гидратизируются, расщепляются, обесцвечиваются, снижают интерференционную окраску, приобретают расплывчатые очертания и переходят в гидрослюдистый агрегат, а затем в бесформенную лапчатую монтмориллонитовую массу. Монтмориллонит обволакивает также обломочные зерна в виде ясно поляризующих ленточных агрегатов и дает полные псевдоморфозы по обрывкам корешков (рис. 3, 4).

В процессе разложения слюд происходит высвобождение из них железа и титана. Титан образует в осадке аутигенные кристаллы анатаза и брукита, а железо в виде гидроокиси дает хлопьевидные сгустки и тем самым несколько увеличивает количество гидроокислов железа в осадке. Необходимо обратить внимание на то, что все породы башкаусской свиты характеризуются повышенным содержанием растворимого железа, которое и обусловливает желто-бурую окраску пород в целом. Окисные соединения

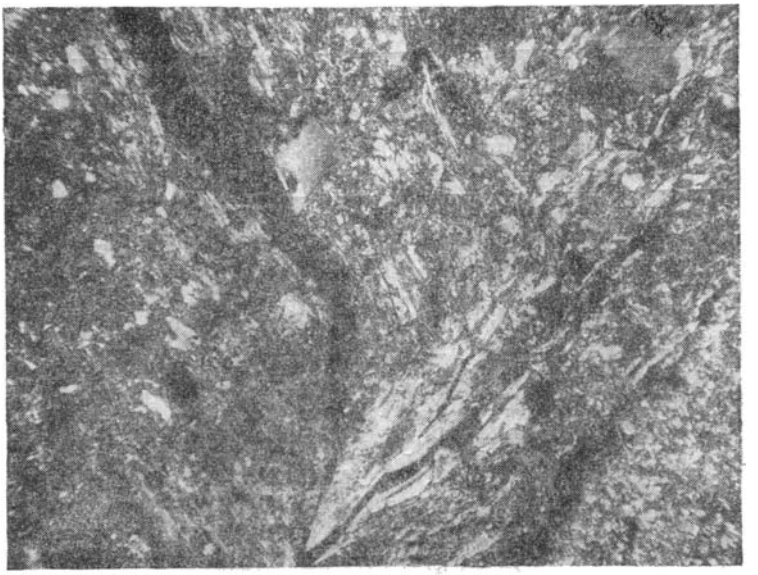


Рис. 3. Яркополяризующие лапчатые агрегаты новообразованного монтмориллонита в цементе галечников

Ув. 45, ник.+

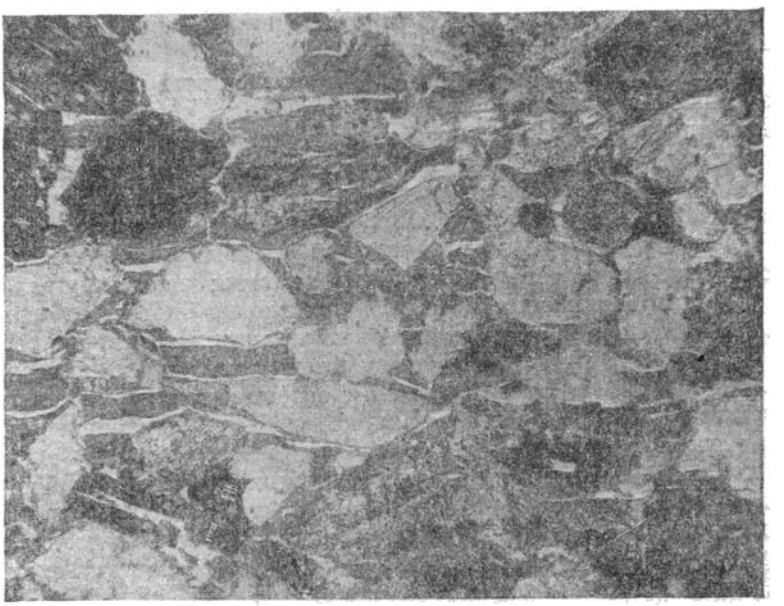


Рис. 4. Новообразования глинистого вещества в песках. Яркополяризующие каемки вокруг обломочных зерен

Ув. 45, ник.+

железа ассоциируют главным образом с глинистой частью осадков. Для того чтобы определить количество железа, формы его существования и характер распределения по разрезу, мы провели химический анализ 10-процентных солянокислых вытяжек ряда образцов из различных участков толщи. Результаты анализа приведены в табл. 5.

Таблица 5

Содержание растворимого железа в породах башкаусской свиты *

№ образца	Порода	Содержание, %		
		Fe_2O_3	FeO	$Fe_2O_3 + FeO$
22	Цемент галечника	5,4	0,51	5,91
23	» »	5,0	0,13	5,13
38	» »	7,1	0,25	7,35
64	» »	5,3	1,3	6,6
65	» »	6,0	0,4	6,4
66	» »	5,7	1,0	6,7
68	» »	5,0	0,25	5,25
77	» »	7,1	0,9	8,0
20	» »	4,0	1,4	5,4
21	» »	4,3	0,9	5,2
22	» »	5,1	0,77	5,87
52	» »	4,6	—	4,6
29	Песок	6,1	0,9	7,0
30	Алеврит	6,9	—	6,9
31	»	4,7	0,4	5,1
34	»	5,3	0,9	6,2
37	Песок	5,3	1,0	6,3
61	Глинистый алеврит	4,9	1,6	6,5

* Среднее содержание окислов железа составляет 6,1%.

Как видно из табл. 5, среднее содержание окислов железа в толще составляет 6,1%, что превышает обычное содержание их в осадочных породах — 0,99% для песков и от 3,22 до 3,99% для алевритов (Сауков, 1951). Повышенное содержание растворимого железа в толще башкаусских галечников можно объяснить лишь размывом в области сноса древней коры выветривания, так как главная масса растворимого железа является терригенной. Она принесена в виде тонкой взвеси вместе с обломочным материалом. Подобная форма миграции железа в реках, как известно (Страхов, 1947), наиболее обычна. Бо́льшая часть железа присутствует в виде $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, но почти всюду есть какое-то количество и $Fe^{\cdot\cdot}$, которое, очевидно, образуется в процессе диагенетических преобразований за счет окисления растительного органического вещества. Обычно наибольшее содержание закисного железа приурочено к глинистоалевритовым и песчаным прослоям, цвет которых поэтому или становится менее интенсивно бурым, или даже приобретает зеленовато-серый оттенок.

Остановимся на вопросе образования башкаусской свиты, еще раз отметив наиболее характерные особенности строения этой толщи. Прежде всего, толща ясно слоистая. Слоистость проявляется в чередовании мощных пачек грубообломочных пород разного гранулометрического состава, а также в наличии в этих пачках многочисленных линзовидных прослоев песков и алевритов с тонкой горизонтальной и косой слоистостью. Обло-

мочный материал в разной степени окатан, плохо сортирован, за исключением глинисто-алевритовых прослоев, и отличается сугубо полимиктовым составом. Грубость обломочного материала заметно уменьшается в северо-восточном направлении, вниз по течению р. Кубадру; в этом же направлении значительно увеличивается степень его обработки. Отмечается отчетливая ориентировка галек в толще — гальки лежат почти горизонтально, а длинные оси их вытянуты на северо-восток; местами наблюдается черепитчатая укладка галек. Все породы башкаусской свиты, независимо от их гранулометрического состава, богаты глинистым материалом.

Перечисленные особенности строения башкаусской свиты позволяют отнести ее к аллювию горных рек с довольно мощным и постоянным водотоком. Этот аллювиальный материал накапливался по констративному типу в эрозионно-тектонической депрессии, расположенной у северного подножия Курайского хребта. Накопление его в условиях относительного прогибания и выполнение этой депресии и определили значительную мощность аллювия и отсутствие фациальной дифференциации осадков.

Обилие глинистых частиц в породах говорит о том, что речные воды выносили наряду с грубообломочным и песчаным материалом значительное количество тонкой мути — взвешенных пелитовых частиц. При седиментации этот глинистый материал вместе с гравийными, песчаными и алевритовыми частицами заполнял промежутки между крупными обломками пород (гальками и валунами). Как отмечает Е. В. Шанцер (1951), присутствие значительного количества глинистого вещества весьма характерно для аллювия горных рек. Разная степень окатанности и плохая сортировка обломочного материала башкаусской свиты свидетельствуют об относительной близости источников сноса. Размывался комплекс разнообразных пород, среди которого основная роль принадлежала гранитам и метаморфическим сланцам. Состав обломочного материала башкаусской свиты полностью соответствует составу пород, которые в настоящее время широко распространены в пределах Курайского хребта. Кроме того, очевидно, что какое-то участие в питании обломочным материалом башкаусской свиты принимали и древние галечники. О последнем свидетельствует наличие хорошо окатанных галек с остатками выветрелой рубашки, которая возникла до отложения башкаусской свиты, так как в процессе переноса некоторые гальки раскалывались, а их новые сколы остались свежими.

Присутствие в толще вместе с обломками совершенно свежих пород обломков тех же по составу пород, но в значительной степени затронутых выветриванием, свидетельствует о том, что в области размыва существовала древняя кора выветривания. Период формирования этой коры, по-видимому, связан с эпохой выветривания, предшествовавшей началу аллювиального цикла, которому обязано образование пород башкаусской свиты. В обломках выветрелого материала, представленных различными петрографическими разновидностями пород, мы наблюдаем, что выветривание всегда шло по линии разложения цветных компонентов с образованием гидроокислов железа и гидрослюд. В то же время обилие терригенного каолинита в тонкозернистых фракциях пород говорит о том, что это разложение шло и дальше, вплоть до образования каолинита.

Количество обломков выветрелых пород в составе башкаусской свиты, как правило, уменьшается вверх по разрезу — иными словами, в процессе ее формирования роль коры выветривания как источника сноса постепенно уменьшалась.

Остается сказать несколько слов о климате периода формирования башкаусской свиты. Как мы уже подчеркивали, одной из характерных особенностей отложений этой свиты является значительная диагенетическая переработка глинистого материала (переход слюдистых частиц в гидрослюды и новообразования монтмориллонита), в которой несомненное

участие принимала растительная органика (псевдоморфозы монтмориллонита по остаткам корешков). По мнению Н. В. Ренгартен, интенсивная переработка глинистого материала с явно активным участием растительной органики (минерализация корешков) требует хотя бы периодического существования теплых или умеренно теплых и относительно влажных климатических условий.

Таким образом, как литолого-текстурные особенности отложений, так и характер преобразования глинистого вещества в них и наличие растительной органики (остатки корневой системы, фрагменты непереотложенной растительной ткани и углистый детрит) не позволяют допустить существование оледенения в период формирования башкаусской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 61, 1961.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Нехорошев В. П. Материалы для геологии Горного Алтая.— Труды Всес. геол.-развед. объединения, вып. 177, 1932.

Сауков А. А. Геохимия. М., Госгеолиздат, 1951.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналогии в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, 1947.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Геол. ин-та АН СССР, серия геол., вып. 135, 1951.

Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий, части 1 и 2. (Библиотека отд. геол.-геогр. наук АН СССР). М., 1953.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXII

В. Е. ПОПОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ р. КАТУНИ

При изучении речных террас Горного Алтая исследователями применялся преимущественно геоморфологический метод. Последний, несомненно, остается одним из основных в изучении речных долин в высокогорных областях, но он не может быть универсальным. Это заставляет искать новые дополнительные приемы и методы изучения четвертичных отложений и четвертичной истории. Так, для решения вопросов геоморфологии и истории долины р. Бии в предгорьях Северного Алтая А. В. Живаго (1948) применил шлиховой метод, а Л. Н. Ивановский (1953) использовал данные механического анализа для выявления различий террасовых отложений р. Чуи по степени и характеру их цементации. Эти исследователи получили интересные выводы стратиграфического и палеогеографического характера.

Минералогические исследования в сочетании с морфологическим анализом применяются преимущественно при изучении террас равнинных рек, реже предгорий и почти не используются при изучении отложений рек в высокогорных районах.

В предпринятых исследованиях мы задались целью на примере р. Катуни установить возможность применения минералогического метода при изучении четвертичных, в частности аллювиальных, отложений высокогорных рек.

В минералогическом отношении террасовые отложения р. Катуни в Центральном Алтае никем еще не изучались. Неблагоприятное условие для подобных исследований — отсутствие достаточных данных для установления связей между минералогическим составом террасовых отложений и коренными источниками сноса.

Для применения шлихового метода был выбран участок долины р. Катуни от Катандинской степи до устья р. Чуи. Выбор этот был сделан по двум основным причинам: во-первых, на данном участке долина р. Катуни пересекает ряд геологических структур с разнообразным составом пород, которые довольно хорошо изучены в данном районе, и, во-вторых, на этом отрезке долины в ней развиты почти все надпойменные террасы.

Шлиховой анализ, известный больше как поисковый метод, используется нами в целях получения возможных признаков для разделения немых рыхлых толщ речных террас по минералогическому составу. При выборе шлихового метода мы исходили из того, что террасовые отложения р. Катуни, образовавшиеся в результате тектонических движений и изменений климатических условий, должны в той или иной мере отличаться по качественному и количественному составу минералогического комплекса. На последнем должны были отразиться также типы материнских пород питающих провинций, климатические условия, способы транспортировки, протяженность пути, особенности рельефа и другие условия сноса

и отложения. Путь минералов, слагающих террасовые отложения, сложен и трудно уловим. В транспортировке их до места осаждения участвовали многие геологические агенты. Породы, слагающие аллювиальные толщи, неоднократно переотложенные, в них участвуют не только свежие порции минералов из коренных пород, но и в различной степени выветрелые из более древних рыхлых отложений. В этом отношении толща любой отдельно взятой террасы высокогорной реки является как бы неодновозрастным образованием.

Основные черты геологического строения и рельефа. На рассматриваемом участке р. Катунь протекает между тремя основными хребтами Центрального Алтая: Катунским на юге, Теректинским на севере и Северо-Чуйским на востоке; западные отроги последнего выходят к долине Катуни между Аргутом и Чуей. Ниже Катандинской степи вначале она течет почти в широтном направлении, между Аккемом и Аргутом поворачивает на северо-восток, а выходя в пределы расширенного участка долины, носящего название урочища Сок-Ярык, устремляется на север.

В геологическом строении района, по А. С. Егорову (1937), Ю. А. Кузнецову (1941) и В. П. Нехорошеву (1958), принимают участие преимущественно протерозойские, ордовикские и силурийские породы (рис. 1). Первые из них развиты полосой, вытянутой по южному склону Теректинского хребта и водораздельному пространству между Аргутом и Аккемом. Они представлены кристаллическими и метаморфическими сланцами, реже гнейсами, мраморами и амфиболитами. К ним приурочен Турундинский гранодиоритовый массив. Он расположен главным образом в бассейне левого притока Катуни — р. Турунды.

На северо-востоке, в низовьях рек Казнахты и Аргута, с протерозойскими образованиями граничат по тектоническому контакту верхнесилурийские известняки с прослоями песчаников и сланцев, слагающие крылья антиклинали, и нижнесилурийские глинистые и мергелистые сланцы, выходящие в ее ядре. Они прорваны нижнепермскими гранитными телами, относимыми к калбинскому комплексу. Эти интрузии приурочены преимущественно к водораздельной части Катунского хребта. Сравнительно более подробную петрографическую характеристику имеет массив гранодиоритов в бассейне р. Араскан — правого притока р. Аккем.

Ниже по долине, в районе урочища Сок-Ярык, развиты сланцы, песчаники, конгломераты и известняки предположительно нижнедевонского возраста.

На юго-западе с протерозойскими образованиями граничат ордовикские метаморфизованные песчано-сланцевые флишоидные толщи с небольшими телами верхнепалеозойских гранодиоритов, включаемых в змеиногорский комплекс.

На водоразделе между реками Кочурла — Аккем, Аккем — Аргут узкая полоска мраморов, условно относимых к синию, отделена дизъюнктивами от протерозойских и ордовикских толщ.

В описываемом районе долина Катуни имеет четковидное строение: степные ее расширения чередуются с ущельевидными участками. В силу этого и террасы развиты прерывисто (см. рис. 1).

На участке от Катандинской степи до устья р. Чуи нами (Попов, 1956) описаны террасы с относительными высотами от 4—5 до 230 *м*. Л. А. Рагозиным (1942) было установлено, что террасы высотой от 80 *м* и выше распространяются вверх по долине Катуни до района устья Казнахты, где расположена морена максимальной фазы последнего оледенения, впервые отмеченная К. Г. Тюменцевым (1936). Террасы высотой от 4—5 до 70—75 *м* развиты на всем протяжении рассматриваемого участка. По соотношению с вышеуказанной мореной, оставленной в долине Катуни Аккемским ледником, низкие террасы Л. А. Рагозин (там же) считает вюрмскими и послевюрмскими, а высокие — довюрмскими образованиями.

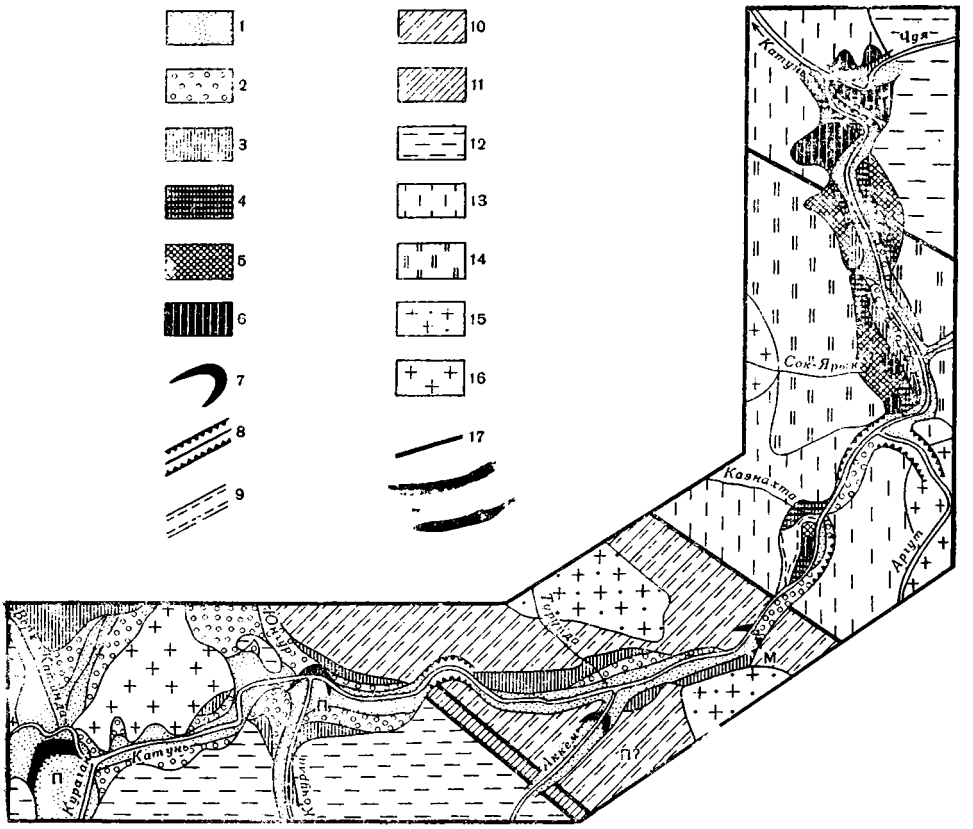


Рис. 1. Схема распространения речных террас и конечных морен последнего оледенения в долине среднего течения р. Катуни

Участки распространения террас: *1* — высотой до 25 *м*; *2* — от 30 до 50 *м*; *3* — от 55—60 до 75 *м*; *4* — от 80 до 125—130 *м*; *5* — от 150 до 170—175 *м*; *6* — от 190 до 230—240 *м*; *7* — конечные морены последнего оледенения: М — максимальной фазы, П— первой стадии; *8* — ущелья и обрывистые склоны; *9* — эпигенетический участок долины. Районы распространения отложений: *10* — протерозоя; *11* — синия; *12* — ордовика; *13* — силура; *14*— нижнего девона (?); *15* — гранодиориты салаирского комплекса; *16* — граниты и гранодиориты калбинского и змеиногорского комплексов; *17* — дизъюнктивы, выраженные в рельефе

Аллювий террас сложен слоистыми и неслоистыми галечниками, гравием и щебнем, крупными валунами, горизонтально- и косослоистыми песками. В строении рыхлых толщ террас принимают участие также озерные отложения ленточного характера. Эти осадки обычно увенчиваются маломощным покровным суглинком лёссовидного облика.

Толщи высоких террас с относительными высотами от 90 до 230 *м* сложены сравнительно однотипным серым или темно-серым наклонно- и горизонтальнослоистым мелким сыпучим галечником из слабо окатанных галек, а также гравием и щебнем с прослоями песка и озерного суглинка. В толщах этих террас сравнительно мало галек изверженных пород, преобладают в той или иной степени выветрелые обломки кристаллических и метаморфических сланцев, придающие основной темно-серый цвет породам. Сыпучесть террасовых отложений объясняется почти полным отсутствием цементации.

В формировании низких террас Катуни с относительными отметками от 4—5 до 80 *м* участвуют преимущественно плотно сцементированные галечники из хорошо окатанных галек и валуны изверженных и иных пород, имеющих более свежий облик. Слоистость в них обнаруживается

преимущественно по размерности и ориентировке галек, по степени уплотнения и окраске цементирующей породы, а также по наличию прослоев леска и глины.

Методика извлечения и изучения шлихов и анализа полученных данных. На рассматриваемом участке из террасовых аллювиальных отложений долины Катуни нами взято и изучено 110 шлиховых проб. Шлихи отмывались из пойменных отложений, пробы для промывки брались также в естественных обнажениях террас из шурфов. Точки опробования более часты в расширенных участках долины, где террасы пользуются бо́льшим распространением и сохранился их более полный комплекс, и редки на узких отрезках, поскольку террасы здесь развиты слабо и неполно.

Извлечение шлиха достигалось промывкой породы в лотке разведочного типа. Приемы промывки были такими же, какие обычно применяются при поисковых шлиховых работах, но с соблюдением особой тщательности. Шлихи промывались до так называемого серого шлиха, чтобы сохранить минералы с меньшим удельным весом, важные для характеристики отложений. Каждый шлих получен с одного лотка промывки. Сушка шлихов производилась на месте их взятия в совках. В лабораторных условиях шлихи подвергались магнитной сепарации. Немагнитная фракция разделялась в жидкости Туле на легкую и тяжелую фракции. Последняя изучалась в иммерсии. Процентное содержание каждого вида минерала определялось путем подсчета числа зерен, встречающихся среди 500 зерен фракции. Оно и послужило в дальнейшем основой для сопоставления террасовых толщ по минералогическому составу.

На точность количественной минералогической характеристики отложений, по данным шлихового анализа, влияет ряд причин. Качество шлиха, как известно, зависит от отбора средней пробы, объема и веса промываемой породы и степени доводки его до так называемого нормального шлиха. Во всех этих случаях мы старались достичь однообразия.

Минералогический анализ шлихов из террасовых отложений рассматриваемого участка долины Катуни обнаруживает относительно малокомпонентный и довольно постоянный качественный состав как тяжелых, так и легких минералов. В силу этого в основу приводимого ниже анализа взяты как постоянно, так и редко встречающиеся минералы и их разновидности. При сопоставлении учитывались также различия фракций по величине и форме зерен, степени окатанности и выветрелости, кристаллографическому облику, окраске, характеру плеохроизма и другим особенностям.

Хотя динамические условия р. Катуни разнообразны, имеющиеся данные позволяют наметить не только некоторые общие особенности в изменении шлихового состава аллювиальных отложений, но и характерные различия в минералогическом комплексе отдельных террасовых толщ на различных отрезках долины среднего течения Катуни.

Общий характер изменения содержания минералов в террасовых толщах на рассматриваемом участке долины лучше выявляется по средним данным для одноименных террас по выбранным поперечным профилям на отдельных отрезках долины. Такой подход исключает случайные отклонения, затушевывающие общую картину изменения минералогического состава, и в то же время сохраняет в минералогических комплексах отдельных районов имеющиеся в них основные различия.

Для сравнения взяты отрезки: Катандинская степь — устье р. Кураган, Тюнгурская степь — устье р. Кочурлы, расширенный отрезок долины Катуни близ устья Аккема и широкая часть долины ниже впадения Аргута, именуемая урочищем Сок-Ярык.

Изменение минералогического состава отложений террас в их продольном профиле. Характер распределения фрак-

ций шлиха и отдельных минералов на участке долины Катуни от Катандинской степи до урочища Сок-Ярык может быть лучше прослежен в продольном профиле поймы и террас высотой 4—5, 10, 20, 40—45, 55—60 *м* (табл. 1).

Наиболее богаты тяжелой фракцией отложения 10-метровой террасы и, наоборот, наиболее бедны ею толщи 55—60-метровой террасы.

Таблица 1

Минералогический состав шлихов в аллювиальных отложениях среднего течения р. Катуни на отдельных участках

Участок	Тяжелая фракция, % к навеске шлиха	Магнитная фракция	Немагнитная фракция	Черные минералы	Группа эпидота	Амфиболы	Пироксены	Гранат	Циркон	Рутил	Сфен	Турмалин	Ставролит	Обломки пород и выветрелые зерна
		% к тяжелой фракции		% к немагнитной фракции										
Пойма														
Катанда	86,0	38,2	61,8	67,9	13,1	2,9	0,9	1,7	1,8	+	0,2	0,1	0,1	10,1
Тюнгур	83,4	24,8	75,2	46,9	23,7	4,3	1,6	1,9	0,8		0,4	0,4	0,1	15,3
Сок-Ярык	86,8	62,5	37,5	57,8	16,7	2,9	2,1	10,7	2,2	0,1	0,4	0,5	0,8	3,0
Терраса 4—5 *м*														
Катанда	88,2	44,9	55,1	57,0	19,9	6,3	1,3	1,3	1,4	0,3	0,6	+	0,1	8,3
Аккем	79,9	36,0	64,0	45,2	29,4	6,4	2,0	1,4	0,8	0,8	0,5	0,4		9,6
Сок-Ярык	85,9	57,2	42,8	46,1	24,4	4,5	3,1	6,4	1,7	0,7	0,5	0,7	1,3	6,4
Терраса 10 *м*														
Катанда	88,4	47,3	52,7	51,5	27,2	4,1	1,1	0,9	2,2	0,1	1,5	+	0,1	7,5
Тюнгур	92,9	45,8	54,2	60,1	21,1	4,7	3,6	0,8	0,9	0,3	0,9	+		6,8
Аккем	97,6	40,0	60,0	62,0	21,1	2,8	0,8	2,0	0,4	0,4	0,6	0,1		8,6
Терраса 20 *м*														
Катанда	73,1	40,6	59,4	32,3	30,8	9,4	3,3	0,5	0,9	0,6	0,2	0,2	+	16,7
Тюнгур	79,4	34,6	65,4	53,3	22,8	4,3	2,4	0,4	0,8	0,5	0,3	0,2	0,3	15,2
Аккем	66,1	26,5	73,5	54,1	30,1	4,1	1,6	0,6	1,6	0,4	0,8	0,4	0,1	7,0
Сок-Ярык	87,6	60,6	39,4	61,2	14,8	3,1	3,8	3,4	2,2	0,5	0,3	0,5	2,0	5,4
Терраса 40—45 *м*														
Катанда	87,3	60,1	39,9	53,0	16,2	8,6	4,0	2,0	2,6	0,6	1,0	+	+	7,8
Тюнгур	77,2	22,5	77,5	38,6	24,9	4,2	3,8	0,7	0,2	0,9	0,5	0,2	0,3	20,8
Сок-Ярык	88,3	68,6	31,4	67,4	11,4	2,6	1,4	7,4	3,6	0,4	0,4	0,4	0,2	3,4
Терраса 55—60 *м*														
Катанда	84,8	61,2	38,8	36,5	48,1	4,7	0,9	0,9	1,1	0,4	0,2	0,4	0,1	5,1
Тюнгур	51,6	35,1	64,9	42,8	23,0	5,6	5,0	0,8	+	1,4	0,6	+	0,2	17,0
Аккем	34,1	17,0	83,0	45,4	26,4	3,6	0,4	+	1,2	0,8	1,4	0,2		9,4
Сок-Ярык	39,7	9,0	91,0	46,2	22,0	2,8	0,8	1,0	1,4	0,4	0,4	+	0,2	21,6

Примечание. Знак + здесь и в табл. 2 означает, что минерал присутствует в количестве менее 0,1%.

У большинства указанных террас наименьшее ее содержание падает на район устья Аккема.

Изменение магнитной фракции в продольном профиле указанных террас почти такое же. Исключение из этой закономерности составляет терраса высотой 55—60 *м*, в отложениях которой весовое количество магнитной фракции вниз по долине закономерно уменьшается, тогда как в отложениях всех остальных террас и поймы ее содержание после некоторого уменьшения в районах Тюнгурской степи и устья Аккема увеличивается до максимального значения. Соответственно противоположная закономерность наблюдается в распределении немагнитной фракции.

Наиболее высокий процент амфиболов в аллювиальных толщах в районах Тюнгурской и Катандинской степей следует, видимо, увязать с залеганием во внутренних частях Теректинского хребта, в верховьях рек Нижняя и Верхняя Катанда амфиболитов, а также, возможно, с частичным влиянием выносов р. Кураган.

Общей закономерностью в распределении граната, ставролита и частично дистена в продольном профиле террас является увеличение их содержания вниз по долине, особенно ниже устья Аккема. Чаще встречаются в террасовых толщах урочища Сок-Ярыка также андалузит, силлиманит и другие метаморфические минералы. При этом обнаруживается, что чем ниже терраса, тем больше в ее толще содержание граната. Исключение составляет лишь терраса высотой 40—45 *м*, аллювий которой по количеству граната в немагнитной фракции располагается между осадками поймы и 5-метровой террасы.

Резкое увеличение граната, ставролита и некоторых других минералов в террасовых толщах ниже устья Аккема вполне согласуется с тем, что они в основном поступали за счет разрушения слагающих Теректинский горст кристаллических сланцев, гнейсов, метаморфизованных известняков и других пород, причем гранат со временем заимствовался в возрастающих размерах. Несомненно, сильное влияние оказывала также та зона тектонических нарушений, которая пересекает долину Катуни в 9 *км* ниже устья Аккема.

Повышенное содержание циркона в аллювиальных отложениях в районе Катандинской степи может быть объяснено влиянием имеющегося здесь интрузивного массива и выносов р. Кураган, а заметное увеличение количества этого минерала в пределах урочища Сок-Ярык — влиянием Турундинского интрузивного комплекса и выносов Аргута. В вышеуказанных интрузиях циркон «в качестве примесей» отмечает А. С. Егоров (1937).

В продольном профиле большинства террас наблюдается некоторое увеличение вниз по течению р. Катуни также содержания турмалина. В районе Тюнгурской степи с увеличением высот террас намечается увеличение количества рутила, а около устья Аккема — сфена. Как отмечает А. С. Егоров (там же), в рассматриваемом районе турмалин присутствует в некоторых разностях кристаллических сланцев, особенно он характерен для зон контактов с интрузиями и пегматитовых жил, а сфен встречается в банатитах Арасканской интрузии в бассейне Аккема. Рутил же является обычным минералом в метаморфических и метасоматических породах.

Единичные зерна золота и киновари отмечались в шлихах преимущественно на участках Катандинской и Тюнгурской степей, а за пределами района более часто они встречаются выше по Катуни, в пределах Уймонской степи. При этом характерно, что минералы тяготеют к суглинистым и супесчаным отложениям и встречены в шлихах, отмытых из проб, взятых с небольшой глубины. Создается впечатление, что киноварь и золото в аллювиальные и пролювиально-делювиальные отложения поступали одновременно. Наиболее вероятный источник их поступления — основание южного склона Теректинского хребта.

Строго выраженной общей тенденции в распределении пироксенов, эпидота и апатита в речных отложениях долины Катуни не наблюдается. Объяснение этому, по-видимому, надо искать в разбросанном характере источников их сноса и неодинаковым и разновременном поступлении с них при формировании террас обломочного материала. Особенности распределения трудно улавливаются также тогда, когда содержание минералов определяется малыми долями процентов.

Пространственные различия наблюдаются также и в распределении разновидностей некоторых минералов. В шлихах из террасовых толщ урочища Сок-Ярык среди роговых обманок преобладают минералы характерной сине-зеленой и бледно-зеленой окраски. Выше по Катуни такие разновидности встречаются редко. Здесь не встречена та своеобразная форма зерен гиперстена, которая сравнительно часто наблюдается в пределах Катандинской и Тюнгурской степей и устья Аккема,— короткопризматическая со ступенчатым изломом. Из гранатов преобладает розовая его разновидность, представленная обычно зернами крупного размера, содержащими большое количество включений. Вверх по Катуни преимущественно встречается бесцветный гранат, чаще в форме ромбододекаэдров, обломков неправильной формы, и реже в виде окатанных зерен. В шлихах из отложений 20-метровой террасы урочища Сок-Ярык обнаружены зерна розового граната с зональным строением.

Имеются отличия в распределении также и разновидностей турмалина. В отложениях террас на отрезке Катандинская степь — устье р. Кураган отмечается турмалин розоватой окраски, в Тюнгурской степи к нему примешивается синеватая его разновидность, а еще ниже по долине Катуни, в районе устья Аккема, появляются бурые зерна этого минерала. Для террасовых отложений урочища Сок-Ярык количественно преобладают черные, серовато-синие и серовато-зеленые зерна турмалина. В территориальных особенностях распределения турмалина нельзя не видеть влияния притоков Катуни, так как появление новых его разновидностей приурочено к районам устьевых частей впадающих почти одна против другой рек: Курагана и Нижней и Верхней Катанды, Кочурлы и Тюнгура, Аккема и Турунды, Аргута и Казнахты.

Для отложений террасы высотой 35 *м* близ устья Курагана характерен бурый титан-авгит, плеохроирующий в розово-красных тонах. Во всех других случаях на рассматриваемом участке долины Катуни встречаются как бурый, так и зеленоватый авгиты, являющиеся почти неплеохроичными минералами. В шлихах 4-метровой террасы района Катандинской степи встречены двойники и попарно параллельно сросшиеся кристаллы циркона. Если здесь окрашенный циркон (желтый, желто-бурый) наблюдался только в отложениях 10-метровой, а около устья Аккема — 5 и 20-метровых террас, то в урочище Сок-Ярык он встречается почти во всех террасовых толщах. В последних, кроме того, характерны более, чем обычно, короткопризматические кристаллы этого минерала.

Таким образом, хотя бассейн верхнего и среднего течения Катуни имеет большие размеры и по геологическому строению и петрографическому составу слагающих пород весьма разнороден, анализ приводимых данных показывает, что породы бассейна в отдаленных от источников сноса районах создают лишь средний минералогический состав и общие закономерности аллювиальных толщ. Местное влияние отдельных крупных выходов пород, богатых содержанием тех или иных минералов, не заглушается.

Влияние местных факторов сказывается и на некоторой концентрации отдельных минералов в террасовых толщах. Геологические структуры и тектонические нарушения обусловливают резкие изменения в содержании фракций в целом или группы минералов. Так, северо-восточная граница Теректинского горста и разграничивающие его дизъюнктивы, пересекающие долину Катуни ниже устья Аккема, обозначены резким

Таблица 2

Минералогический состав шлихов разновозрастных аллювиальных отложений долины р. Катуни в пределах урочища Сок-Ярык

Высота террасы над урезом реки, *м*	Тяжелая фракция, % к навеске шлиха	Магнитная фракция	Немагнитная фракция	Черные минералы	Группа эпидота	Амфиболы	Пироксены	Хлорит	Гранат	Циркон	Рутил	Сфен	Турмалин	Апатит	Ставролит	Дистен	Андалузит	Силлиманит	Анатаз	Брукит	Обломки пород и выветрелые зерна
		% к тяжелой фракции		% к немагнитной фракции																	
Пойма	86,8	62,5	37,5	57,8	16,7	2,9	2,1	0,4	10,7	2,2	0,1	0,4	0,5	1,6	0,8	0,1		+			3,0
4—5	85,9	57,2	42,8	46,1	24,4	4,5	3,1	1,2	6,4	1,7	0,7	0,5	0,7	2,5	1,3	0,1				+	6,4
20	87,6	60,6	39,4	61,2	14,8	3,1	3,8	1,1	3,4	2,2	0,5	0,3	0,5	1,3	2,0	0,2	+	+	+	+	5,4
25	82,3	57,5	42,5	53,2	19,8	3,4	5,4	1,4	4,4	3,2	0,8	0,2	0,2	0,6	1,4	0,2			+		5,8
30	78,1	54,9	45,1	65,0	13,6	1,4	2,0	0,2	4,8	5,6	0,4	+	0,4	1,8	1,0	+			+		3,8
45	88,3	68,6	31,4	67,4	11,4	2,6	1,4	0,8	7,4	3,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,2						3,4
55—60	39,7	9,0	91,0	46,2	22,0	2,8	0,8	0,6	1,0	1,4	0,4	0,4	+	2,6	0,2					+	21,6
70—75	82,0	40,6	59,4	58,2	17,3	2,4	2,9	0,8	5,6	4,4	0,6	0,2	0,2	1,2	1,2	+			+	+	4,4
80	88,7	59,7	40,3	61,0	9,7	2,1	1,8	1,0	9,8	4,2	0,8	0,4	+	1,0	1,8	0,2		+	+	+	5,6
90	70,1	44,4	55,6	50,8	18,7	3,1	2,7	1,0	4,4	3,1	0,2	+	0,2	2,0	0,4						13,1
95—100	70,3	45,4	54,6	52,0	21,7	3,9	3,3	1,3	3,3	1,7	0,4	0,3	+	1,6	0,5	+	+				9,9
115—120	73,6	48,8	51,2	38,0	28,3	4,9	7,5	1,6	3,4	1,4	0,5	0,2	0,4	2,0	0,8	0,2	+	0,1	+		10,7
125—130	73,9	35,8	64,2	22,4	29,2	12,0	8,2	4,4	1,2	+	0,2	0,2	0,2	4,2	0,6	+	+	+	+	+	17,0
150—160	76,9	47,7	53,3	21,6	29,4	19,0	10,4	2,8	0,8	0,4	0,2	0,4	0,2	2,6	0,2	+				+	12,0

возрастанием в аллювии террас содержания магнитной фракции, граната, ставролита, отчасти циркона и скачкообразным уменьшением немагнитной фракции, минералов групп амфибола и эпидота.

Изменение минералогического состава аллювиальных отложений в поперечном профиле долины. Распределение фракций и минералов в поперечном разрезе долины Катуни можно проследить в пределах урочища Сок-Ярык, где пользуются развитием не только рассмотренные выше низкие, но и высокие террасы, не встречающиеся выше по долине Катуни. В основу взяты данные, приведенные в табл. 2. Следует сделать только оговорку, что в ней не охарактеризован минералогический состав отложений террас выше 150—160 *м*, так как из них изучались в иммерсии не шлихи, а фракции механического анализа 0,25—0,05 *мм*. Эти данные в некоторых пределах между собой сопоставимы. В частности, они пригодны для выявления изменений в минералогическом составе.

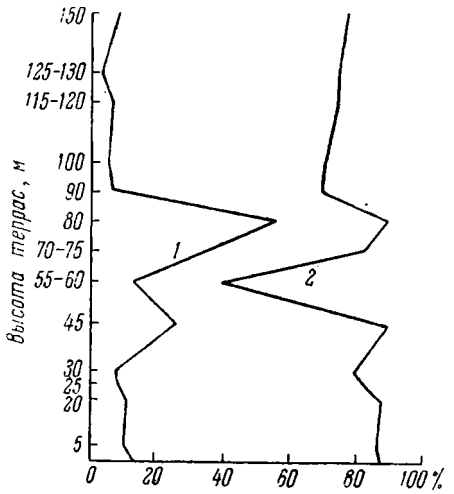


Рис. 2. Содержание илисто-глинистого материала в цементирующей породе галечников (*1*) и тяжелой фракции к навеске шлиха (*2*) в отложениях надпойменных террас р. Катуни в районе урочища Сок-Ярык

Из сравнения кривых распределения тяжелой фракции шлиха в поперечном разрезе террас и содержания илисто-глинистой фракции в аллювии надпойменных террас урочища Сок-Ярык (рис. 2) видно, что чем выше содержание илисто-глинистых осадков в террасовых отложениях, тем больше в последних фракции тяжелых минералов. Точно такой же характер распределения в этих толщах имеет магнитная фракция (магнетит), независимо от того, подсчитано ли ее содержание к навеске или только к тяжелой фракции шлиха. Иными словами, чем обильнее и крепче цементация аллювиальных галечников пелитовым материалом, тем в них выше концентрация минералов тяжелой фракции.

Таким образом, по содержанию фракции тяжелых минералов с учетом степени содержания мелкоземного (илисто-глинистого) материала в отложениях террасового комплекса долины Катуни отмечаются определенные различия, отражающие изменения физико-географических условий развития рельефа. Этот вывод находит подтверждение в распределении в вертикальном разрезе аллювия террас отдельно взятых минералов немагнитной фракции шлиха (см. табл. 2).

По данным А. В. Живаго (1948), в речных отложениях, представляющих однообразную и одновозрастную толщу, наблюдается постепенное увеличение в вертикальном разрезе сверху вниз тяжелых минералов. Из данных, приведенных в табл. 2, видно, что колебания в содержании минералов наблюдаются не только от террасы к террасе, но они хорошо выражены и между сериями низких и высоких террас. Минералогические различия и данные по характеру обломочного материала аллювиальных толщ позволяют выделить в серии низких террас ряд ступеней с высотами от 4—5 до 25 *м*, средний ряд — от 30 до 50 *м* и верхний ряд — от 55—60 до 80 *м*. Серия высоких террас предварительно может быть разделена также на три ряда ступеней: нижний — от 90 до 115—120 *м*, средний — от 125—130 до 150 *м* и верхний — от 170—175 до 230 *м*.

Входящие в серию низких террас ряды ступеней отличаются лучшей

отсортированностью фракций, заметной окатанностью зерен минералов, меньшей степенью выветрелости некоторых минералов (за исключением отложений террасы высотой 55—60 *м*, в которых они менее свежие), значительно бо́льшим содержанием тяжелой (и отдельно магнитной) фракции, рудных минералов, граната, циркона, ставролита, кварца и отсутствием плагиоклазов средней основности. Ряды ступеней, образующие серию высоких террас, характеризуются крупно- и разнозернистостью фракций, относительно худшей окатанностью зерен, заметной выветрелостью ряда минералов (за исключением отложений террасы высотой 115—120 *м*, в которых они более свежие), бо́льшим содержанием немагнитной фракции в целом, минералов групп эпидота, амфиболов и пироксенов, наличием в составе полевых шпатов средних плагиоклазов.

Часть отмеченных выше данных привлекает внимание с точки зрения выяснения возможных изменений климатического режима в период формирования террасовых толщ р. Катуни.

Высокие террасы, развитые в долине Катуни ниже конечной морены максимальной фазы последнего оледенения, являются, по Л. А. Рагозину (1942), довюрмскими образованиями. Отсутствие в них ледникового ила указывает на то, что они формировались в условиях неледникового климата (Попов, 1954). Облик слагающих их пород, характер слоистости и степень отсортированности и отмытости грубообломочного материала являюся, по-видимому, отражением того, что во время накопления этих толщ Катунь представляла немноговодную, сильно аккумулировавшую и блуждающую в своих наносах реку. Образование низких террас происходило в период последнего оледенения и в послеледниковое время, когда река транспортировала много ледникового ила.

Как в межледниковую, так и в ледниковую эпохи климатические условия не были на всем протяжении одинаковыми и претерпевали изменения. Заметная свежесть полевых шпатов в толще 115—120-метровой террасы показывает, что в период ее аккумуляции климатические условия изменялись в сторону значительной сухости. Означало ли это изменение теплую аридизацию или похолодание — данных для решения этого вопроса недостаточно.

Совокупность признаков, характерных для отложений 55—60-метровой террасы, а именно: заметно бо́льшая выветрелость некоторых минералов и бедность фракций шлиха видовым составом, слабая илисто-глинистая цементация обломочного материала, показывают, что через некоторое время после максимальной фазы последнего оледенения устанавливался сравнительно теплый климатический режим, заставивший алтайские ледники отступить далеко к верховьям рек. Относительная малокомпонентность и однообразие минералогического состава террасовых отложений являются, по-видимому, показателем того, что в конфигурации бассейна р. Катуни в ее верхнем и среднем течениях не было значительных изменений ни в последнюю межледниковую эпоху, ни в период последнего оледенения и позже, в противном случае наблюдались бы в той или иной степени выраженные скачки в качественном составе минералогического комплекса.

Возможность использования данных минералогических исследований в корреляционных целях. Известно, что для установления одновозрастности террас различных участков долины горной реки, когда они развиты прерывисто, определение их относительных высот еще недостаточно. Одна и та же терраса на различных отрезках долины может иметь неодинаковую высоту. Поэтому при установлении одноименности террас приходится основываться не только на их высотных отметках, но и учитывать характерные морфологические черты террас, весь комплекс палеонтологических данных, петрографический состав и степень выветрелости слагающего аллювий обломочного материала, его равномерность и окатанность, характер и степень цементации, данные минералогических исследований и ряд других признаков.

Вышеприведенный анализ распределения фракций шлиха и отдельных минералов в продольном профиле низких террас р. Катуни сам по себе уже является примером корреляции террас, расположенных весьма прерывисто на значительном протяжении. Увязка террас различных участков долины может быть произведена также по изменению содержания в их отложениях минералов. В частности, такие сопоставления возможны, когда характер распределения фракций или отдельных минералов шлиха в аллювии комплекса разновысотных и разновозрастных террас примерно одинаковый, независимо от их содержания

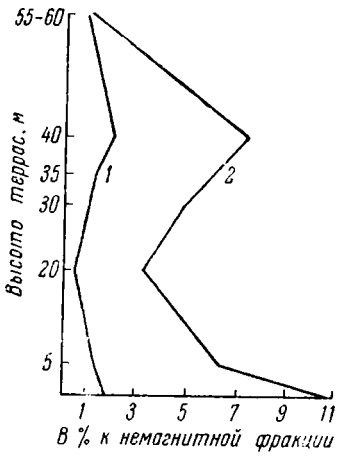


Рис. 3. Характер распределения граната в отложениях надпойменных террас р. Катуни в районах Катандинской степи (*1*) и урочища Сок-Ярык (*2*)

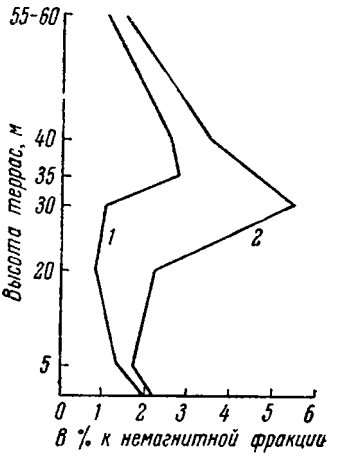


Рис. 4. Характер распределения циркона в отложениях надпойменных террас р. Катуни в районах Катандинской степи (*1*) и урочища Сок-Ярык (*2*)

На рис. 3 и 4 показано изменение содержания граната и циркона в отложениях некоторых одновысотных низких террас на участках урочища Сок-Ярык и Катандинской степи, причем для последней в график включено также содержание указанных минералов в толще 35-метровой террасы. Сходство этих кривых позволяет считать, что одноименность низких террас на указанных отрезках долины Катуни установлена правильно, за исключением, по-видимому, 35-метровой террасы в районе Катандинской степи и 30-метровой террасы в пределах урочища Сок-Ярык, которые должны, согласно кривым распределения циркона, считаться одновозрастными образованиями. Графики для сравнения удается построить не во всех нужных случаях, поскольку на различных участках или поперечных профилях долины развиты не всегда одни и те же террасы, а полного комплекса почти никогда не бывает.

Увязка террас, по данным минералогических исследований, на более коротких отрезках долины менее сложна, так как можно более полно учитывать не только количественный, но и качественный состав минералогического комплекса, а иногда даже выделить «руководящие» минералы.

Террасовые отложения изучаемого участка долины Катуни относятся, следуя терминологии В. П. Батурина (1947), к сложной терригенно-минералогической провинции, поскольку ассоциация минералов этих толщ складывалась из пород нескольких питающих областей. По характеру транспортирующей среды район развития рассматриваемых рыхлых отложений относится к типу смешанной терригенно-минералогической провинции, ибо комплекс осадков в данный район доставлялся многими геологическими агентами.

Качественный и количественный минералогический состав террасовых аллювиальных отложений долины Катуни от Катандинской степи до устья р. Чуи довольно хорошо отражает геологическое строение и петрографические типы пород территории, непосредственно примыкающей к изучаемому участку долины, и позволяет наметить только ближайшие пути сноса обломочного материала. Он не в состоянии показать прямую связь с отдаленными питающими провинциями бассейна верхнего и среднего течения Катуни не только потому, что исследования велись на относительно небольшом участке долины, но и в силу того, что слагающие эту обширную территорию коренные породы еще слабо изучены в смысле распространения в них акцессорных минералов, столь нужных для увязки областей сноса с областями отложения. Известно, что исследование пород в плоскопараллельных шлифах слабо вскрывает облик тяжелой фракции. Познание последней требует применения дробления и выделения ее приемами осадочной петрографии. Поэтому следует считать, что одновременное изучение материнских пород как в шлифах, так и во фракциях дает наиболее полные и достоверные результаты.

Выявленные нами особенности в распределении фракций шлиха и отдельных минералов в аллювиальных отложениях русла и надпойменных террас среднего течения р. Катуни не исчерпывают всю сложность пространственного их распространения. Мы хотели лишь показать, что метод минералогического анализа к изучению четвертичных, в частности террасовых отложений, вполне применим даже в областях высокогорного рельефа. Минералогическому изучению должны быть подвергнуты также моренные образования. Для последних этот метод может явиться более тонким и чутким средством расчленения и корреляции. Широкое же его применение на значительной территории даст обширный материал для палеогеографических реконструкций, а значит и для обоснования связи между источниками сноса и областями отложения.

ЛИТЕРАТУРА

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947.

Егоров А. С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае.— Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 40, 1937.

Живаго А. В. Опыт применения шлихового метода при морфологическом анализе долины р. Бии (Алтай).— Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 39, 1948.

Ивановский Л. Н. Ледниковый ил в четвертичных отложениях Алтая.— Вопросы геогр. Сибири, сб. 3. Томск, 1953.

Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая.— Материалы по геол. Зап. Сибири, вып. 41. Томск, 1941.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Попов В. Е. Данные механического анализа отложений террас долины р. Катуни от Катандинской степи до устья р. Чуи.— Труды Томского гос. ун-та, т. 132, 1954.

Попов В. Е. Схема соотношений речных террас и геологических структур долины Катуни между устьями рек Аккема и Чуи.— Труды Томского гос. ун-та, т. 133, 1956.

Рагозин Л. А. Террасы среднего течения Катуни.— Труды научн. конференции по изуч. и освоению произв. сил. Сибири, т. 3. Томск, 1942.

Тюменцев К. Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 г.— Труды ледниковых эксп. АН СССР, вып. 6, 1936.

Яковлев С. А. и др. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. 2. Описание медотов. М., Госгеолтехиздат, 1955.

РУДНЫЙ АЛТАЙ

И. С. ЧУМАКОВ

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ (ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ РУДНОГО АЛТАЯ

Некоторые исследователи Рудного Алтая отмечали развитие в этой области толщи буроватых, красно-бурых, коричневых и пестрых глин, лежащих непосредственно под отложениями плейстоцена. Однако из-за недостатка данных особенности строения, условия залегания и возраст этих отложений оставались невыясненными. Так, например, В. П. Нехорошев (1936) условно относил развитую в районе г. Зыряновска толщу буроватых песчанистых глин к отложениям верхнетретичного возраста и сопоставлял ее с костеносными образованиями района г. Павлодара (ныне павлодарская свита верхнего миоцена — нижнего плиоцена).

Позднее А. И. Семенов (1947), назвав эти же глины красно-бурыми, указал на их плиоценовый (без уточнений) возраст. Б. Ф. Розен (1956) выделил в разрезе кайнозоя северо-запада Рудного Алтая толщу коричневых глин и высказал предположение о их накоплении в конце третичного времени, возможно на границе с четвертичным временем, а А. К. Флеров, Г. А. Каюпов и другие авторы (1958) отнесли развитые в древних долинах Зыряновского района пестроцветные глины условно к третичным.

Для долины Иртыша — между г. Усть-Каменогорском и устьем р. Чар — Л. А. Никитюк (1957) указала толщу глин красно-бурых сверху и зеленоватых в нижней части разреза, отметив при этом, что в направлении к горным районам в нижней толще глин появляются гальки и валуны кварца. Данных о возрасте этих отложений Л. А. Никитюк не приводит, а указывает лишь, что они выполняют неогеновые долины.

По-видимому, те же красновато-бурые глины были отмечены нами ранее (Чумаков, 1957а, 1957б) в области междуречья Иртыша и Алея в самых низах суглинисто-глинистой толщи, условно датированной нижним — средним плейстоценом. При этом высказывалось предположение о их возможном верхнеплиоценовом возрасте.

Последующие детальные исследования, проведенные в ряде районов Рудного Алтая, позволили нам выделить эти отложения в составе единой вторушкинской свиты, установить в ней образования различного генезиса, выявить условия их залегания и особенности распространения. Были сделаны также выводы о геологическом возрасте слагающих эту свиту осадков.

Ниже мы рассмотрим особенности строения верхнеплиоценовых отложений последовательно для районов Зыряновского, Лениногорского, Змеиногорского, для района Усть-Каменогорск — Семипалатинское Прииртышье, а также для крайнего северо-запада Рудного Алтая и юга Кулунды.

В статье использованы материалы, полученные нами во время геологических исследований в Рудном Алтае и смежных районах, которые проводились в составе экспедиций и партий Всесоюзного аэрогеологического треста, Института Гидропроект и Геологического института АН СССР.

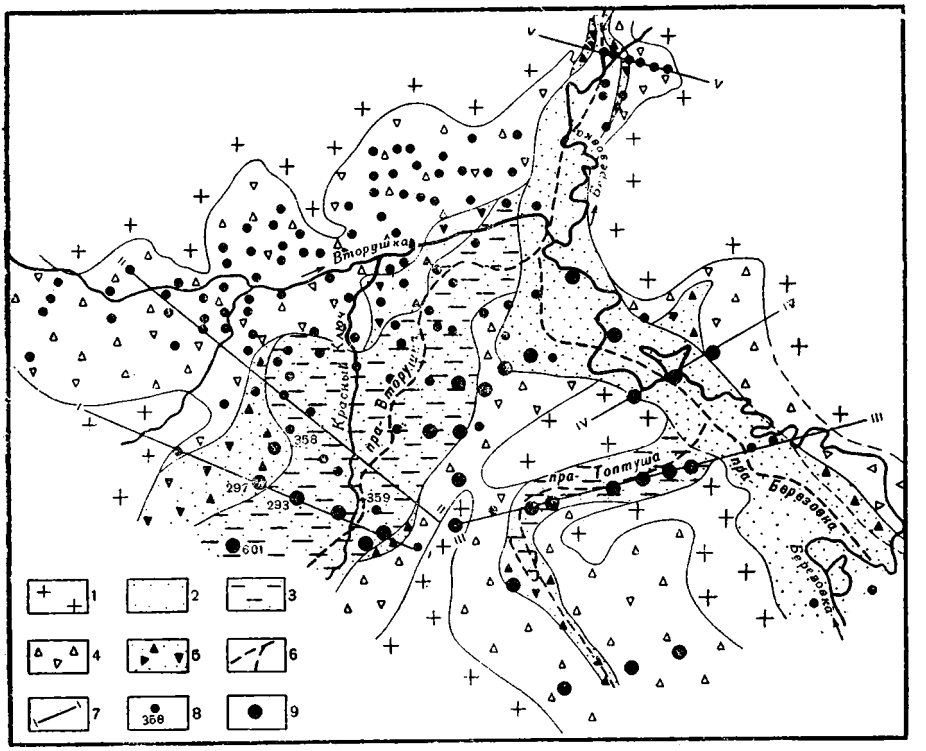


Рис. 1. Схема распространения верхнеплиоценовых отложений района г. Зыряновска на Рудном Алтае

1 — водоразделы и склоны гор, лишенные покрова верхнеплиоценовых отложений; *2—4* — отложения вторушкинской свиты (N_2^3); *2* — аллювий пра-Березовки; в низах толщи галька, гравий, пески, в заполнителе — серовато-зеленые глины; в верхах толщи — зеленые и пестрые глины с редкой галькой и гравием; *3* — аллювий пра-Вторушки и пра-Топтуши; в низах толщи зеленые и пестрые глины с прослоями песков и супесей, с гравием и галькой; в верхах толщи — пестрые и красно-бурые глины с редкими прослоями песков; *4* — делювий, пролювий, овражно-балочный аллювий (нерасчлененный)— буровато-красные, красно-бурые и красновато-коричневые глины с дресвой и щебнем местных палеозойских пород; *5* — участки фациальных замещений аллювиальных и пролювиально-делювиальных отложений; *6* — оси древних (палеогеновых) долин; *7* — линии геологических профилей; *8* — скважины, содержащие находки фауны позвоночных верхнего плиоцена; *9* — скважины, вскрывшие отложения вторушкинской свиты

В Зыряновском районе Рудного Алтая отложения, выделенные нами в составе вторушкинской свиты, изучены наиболее полно при разбуривании погребенных долин древних рек: пра-Вторушки, пра-Топтуши и пра-Березовки (рис. 1) близ Зыряновского рудника.

В долине р. Вторушки (первый снизу левый приток р. Березовки), по которой и названа свита, отложения описываемой свиты представлены образованиями аллювиального и пролювиально-делювиального генезиса. При этом аллювий повсеместно приурочен к наиболее пониженной части древней погребенной долины указанной реки.

Ниже мы приводим разрез аллювиальной фации вторушкинской свиты по разрезу буровой скважины 296, пройденной в осевой части погребенной долины (рис. 2).

На сильно выветрелых и трещиноватых алевропелитах среднего девона на глубине 127 *м* (абс. отметка 318,7 *м*) здесь залегают (снизу вверх):

1. Песок серовато-желтый, крупно- и разнозернистый, полимиктовый, глинистый, со щебнем, галькой, дресвой и тонкими прослоями зеленовато-серой глины . . . 4,6 *м*

2. Супесь коричневато-серая, уплотненная, гнездами ожелезненная, с галькой, гравием и дресвой . . . . . 1,0 »
3. Песок буровато-желтый, разнозернистый, полимиктовый, с гравием, дресвой и прослоями серой глины . . . . . 2,6 *м*
4. Глина коричневая до серовато-коричневой, плотная, пятнами ожелезненная, со включениями гравия и крупных песчаных зерен, с вертикальными полостями, подобными ходам червей[1], заполненными голубовато-серой глиной; в прослоях встречена коричневато-серая супесь. В глинах найдены остатки моллюсков *Gyraulus acronicus, Vallonia pulchella*, а также семена *Rumex acetosa* . . . . . 4,4 »
5. Песок буровато-серый, разнозернистый, полимиктовый, гнездами ожелезненный, с галькой, гравием и дресвой; в маломощном прослое коричневато-серая супесь . . . . . 6,4 »
6. Супесь, аналогичная описанной в слое 2, с вертикальными полостями, подобными ходам червей, выполненными голубовато-серой глиной. Ископаемая фауна: *Limnaea auricularia, Gyraulus acronicus, Unionidae* gen. sp. . 3,0 »
7. Песок, аналогичный описанному в слое 5, пронизанный вертикальными полостями диаметром 2—4 *см*, выполненными голубовато-серой глиной . . 1,4 »
8. Глина серовато-коричневая, участками пестрая (в красноватых, коричневых и зеленых тонах), с железисто-марганцовистыми точечными вкраплениями, содержит гнезда рыхлых и плотных карбонатов. Глина пронизана вертикальными полостями диаметром до 3—5 *см*, выполненными голубовато-серой, иловатой разновидностью. В прослоях, линзах и гнездах песок и супесь . . . . . 6,4 »
9. Песок буровато- и серовато-желтый, разнозернистый, полимиктовый, с гравием и прослоями серовато-коричневой глины. Фауна: *Vallonia pulchella, V. costata, Pupilla muscorum, Armiger crista*, семена *Rumex acetosa* . . . 3,8 »
10. Глина коричневато-серая, участками пестрая за счет зеленоватых и голубоватых примазок, пятен и полос ожелезнения, с гнездами карбонатов, пронизана вертикальными полостями диаметром до 2—3 *см* (ходы червей?), выполненными коричневым суглинком . . . . 6,4 »

Общая мощность толщи 40 *м*.

Описанные отложения со следами размыва перекрываются толщей коричневато-серых, коричневато-желтых и коричневых суглинков, чередующихся с прослоями разнозернистых песков (нижний плейстоцен).

Максимальные мощности вторушкинской свиты установлены бурением в осевой части погребенной долины пра-Вторушки, где они достигают 50 *м*.

Как в описанной выше, так и в других скважинах, пройденных в наиболее глубокой части этой погребенной долины, в низах разреза вторушкинской свиты отмечается присутствие обломочного материала — супесей, песков, дресвы с примесью гравия и гальки, в то время как в большей — верхней — части разреза повсеместно преобладают глины с подчиненными прослоями супесей и тонкозернистых песков.

По мере приближения к бортам погребенной долины (особенно в сторону ее левого борта) аллювиальные отложения постепенно замещаются делювиальными, а в местах выходов в долину небольших, также погребенных логов — и пролювиальными образованиями.

Делювий во всех случаях представлен однообразными красновато-бурыми и красновато-коричневыми глинами, очень плотными, с оскольчатым и реже землистым изломом. В виде налетов по плоскосям трещин, а также в точечных включениях постоянно присутствуют соединения железисто-марганцового состава. Порода неравномерно обогащена мергелистыми стяжениями неправильной формы и гипсом в виде мелких (до 1—2 *см*) кристаллов. В низах толщи глин обычны щебень и дресва палеозойских пород, слагающих местные склоны и междуречья.

Пролювиальные образования отличаются от описанных делювиальных лишь бо́льшим и более равномерным содержанием (до 30—40%) щебня,

---

[1] Возможно, вертикальные полости, подобные ходам червей, являются ареолами оглеения вокруг быстро захороненных осок или их корневых частей.

дресвы, слабоокатанной гальки и гравия, а также присутствием окатышей красноцветных глин. Поскольку границы между породами этих генетических типов в плане выражены нечетко, картирование их при наличии только данных бурения невозможно. На картах и в разрезах делювий, а также овражно-балочный аллювий не расчленяются и условно индексируются как образования пролювиально-делювиального генезиса. Их максимальная мощность достигает 50—60 *м*. Пролювиально-делювиальные отложения обычно залегают на маломощном структурном элювии, представленном здесь дресвяником, супесью, суглинком и глиной. В отдельных

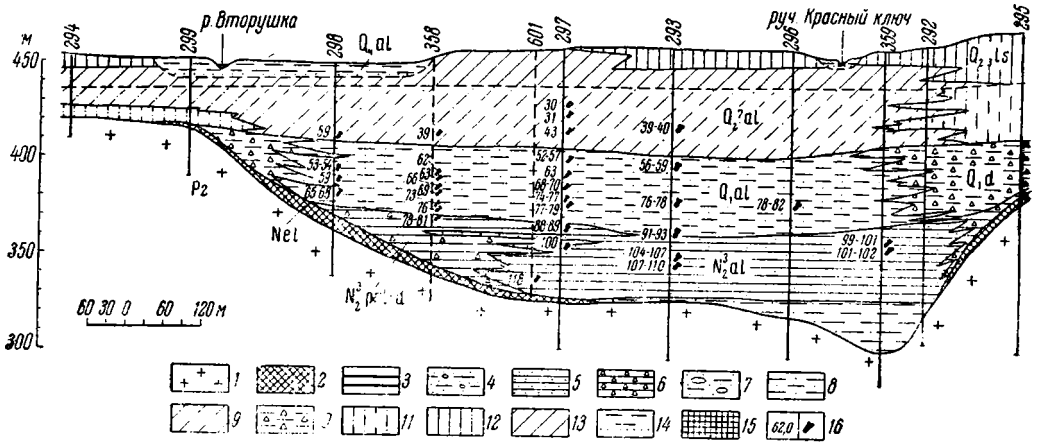


Рис. 2. Геологический профиль (I—I) через погребенную долину пра-Вторушки

1 — породы палеозойского фундамента; *2* — кора выветривания: дресва; супесь, глина; *3* — красноцветные глины павлодарской свиты ($N_1^3 - N_2^1$):.

Отложения вторушкинской свиты: *4* — зеленые и пестрые глины с прослоями песков и супесей, с гравием и галькой (аллювий пра-Вторушки и пра-Топтуши), галька, гравий, пески, в заполнителе серовато-зеленые глины (аллювий пра-Березовки); *5* — пестрые и красно-бурые глины с дресвой и щебнем; *6* —красно-бурые и красновато-коричневые глины с дресвой и щебнем местных палеозойских пород. Плейстоценовые отложения: *7* — галечники; *8,9* — переслаивание суглинков, глин, супесей, песков; *10* — глины, суглинки с дресвой и щебнем; *11, 12* — лёсовидные суглинки; *13* — суглинки; *14* — суглинки с песком, гравием и галькой в прослоях и линзах; *15* — отвалы; *16* — местоположения находок остатков позвоночных; 294 и т. д. — скважины

погребенных логах и на склонах в расширениях долины они лежат на сохранившихся от размыва красноцветных глинах павлодарской свиты (рис. 3), от которых бывают часто трудно отличимы.

Пролювиально-делювиальные образования поднимаются высоко на склоны местных сопок, где они вскрыты неглубокими горными выработками. Так, в рудном карьере они зафиксированы на абсолютных отметках порядка 460—470 *м* (при 310—320 *м* близ днища древней долины).

В долине р. Березовки в районе г. Зыряновска отложения вторушкинской свиты установлены в двух погребенных эрозионных депрессиях. Первая из них, прослеженная вдоль левого склона современной долины р. Березовки, по-видимому, принадлежала ранее древней долине р. Топтуши; выше по течению контуры древней и современной долин этой реки совпадают (р. Топтуша — второй от устья левый приток р. Березовки).

Скважины, пройденные через погребенную долину р. Топтуши в ее нижнем течении (рис. 4), вскрывают разрез вторушкинской свиты на абсолютных отметках порядка 340—370 *м* (на глубинах 90—110 *м*).

Как и в долине р. Вторушки, здесь в самых низах толщи устанавли-

вается преобладание грубообломочного материала. Так, скважины №№ 186, 185, 150-г., 632 и другие в нижней части разреза вскрыли галечники, щебень, гравий, дресву и разнозернистые пески с суглинистым и супесчаным заполнителем. В отдельных случаях здесь пройдены отложения с мелкими глыбами и валунами. Верхняя часть разреза существенно глинистая. Ниже

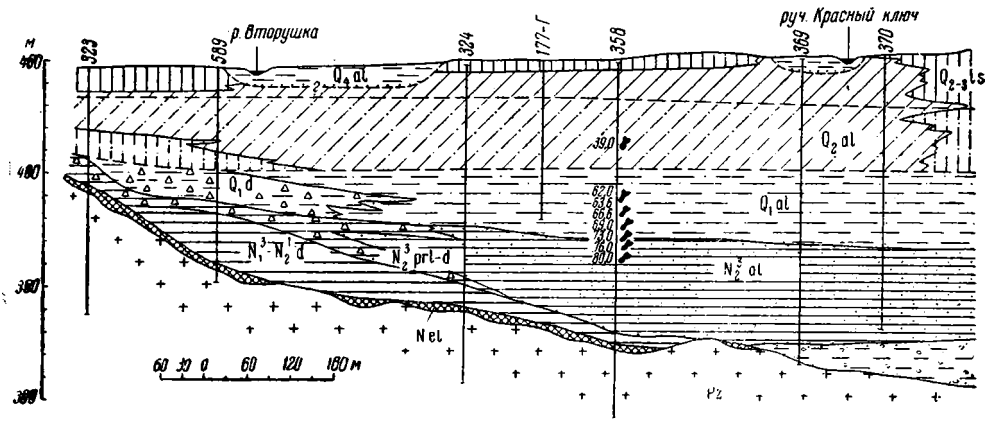


Рис. 3. Геологический профиль (II—II) через погребенную долину пра-Вторушки.
Условные обозначения см. на рис. 2

нами приводится разрез вторушкинской свиты, описанный по скважине 186, пройденной в осевой части долины пра-Топтуши. На песчанистых алевропелитах (средний девон) на глубине 143,9 *м* (абс. высота 310,1 *м*) со следами резкого размыва залегают:

1. Галька средне- и плохоокатанная, щебень, дресва и мелкие валуны микрокварцита и гранита. В заполнителе — супесь с гнездами и полосами ожелезнения . . . . . 18 *м*
2. Глина зеленая (до зеленовато-серой), пятнами ожелезненная, плотная, в отдельных маломощных прослоях содержит в примеси дресву гранитного состава во включениях — мергелистый материал в виде стяжений неправильной формы. Плоскости трещин покрыты налетом железисто-марганцовистых соединений. Остатки фауны: *Discus ruderatus* . . . . . 2 »
3. Глина темно-коричневая, мягкопластичная с примесью неравномерно рассеянной в породе дресвы гранитов . . . . . 1 »
4. Глина зеленовато-серая, плотная, сходная с описанной в слое 2 . . . . . 1,8 »
5. Глина пестрая, красновато-коричневая, желтых и зеленых тонов, плотная, сильно обогащена неравномерно рассеянной дресвой гранитов, с налетами железисто-марганцовистого состава по плоскостям трещин. Порода пронизана вертикальными трубчатыми полостями диаметром до 2—3 *см*, выполненными голубовато-серой глиной . . . . . 6,5 *м*
6. Глина красновато-коричневая, с характерным крупнооскольчатым изломом ц_1 с налетами железисто-марганцовистого состава по плоскостям трещин, в стяжениях — розовато-белый мергель. Порода пронизана вертикальными полостями диаметром до 3 *см*, выполненными голубовато-серой глиной . 22 »
7. Глина красновато-коричневая, плотная, с мелкооскольчатым изломом, в примеси дресва гранита, в породе содержатся мелкие стяжения мергеля. В нижней части слоя встречены многочисленные точечные вкрапления железисто-марганцовистого состава . . . . 11,4 »

Общая мощность толщи 52,6 *м*.

Выше по разрезу со следами размыва залегает толща чередующихся желтоватых и серых песков и желтовато-коричневых, коричневых и серых суглинков, содержащая фауну нижнеплейстоценового возраста.

Таким образом, здесь, как и в долине р. Вторушки, в составе описанной аллювиальной толщи можно выделить две составные части. Мень-

шая — нижняя — ее часть содержит грубообломочный материал с глинистым заполнителем; бо́льшая — верхняя — сложена преимущественно глинистым материалом с редкими прослоями дресвы гранита, принесенной сюда из верховьев р. Топтуши.

Аллювиальное происхождение верхней — существенно глинистой — части разреза подтверждается также зеленой окраской глин в ряде прослоев, присутствием вертикальных полостей, подобных ходам червей или следам перегнивших стеблей осоковых растений, и главное — находками

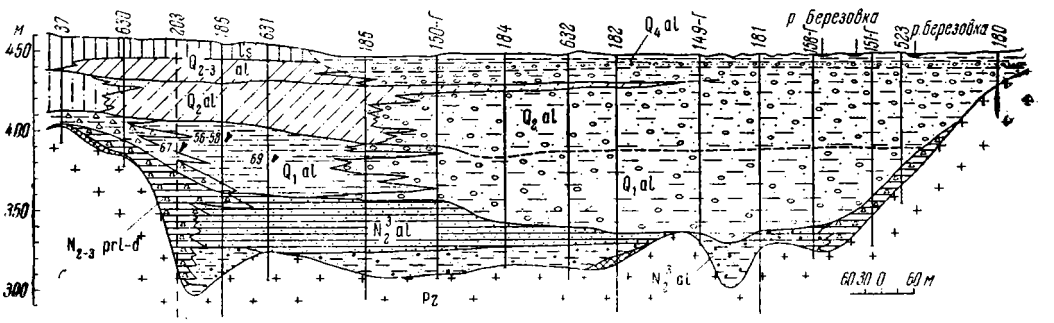


Рис. 4. Геологический профиль (III—III) через погребенные долины пра-Топтуши и пра-Березовки.

Условные обозначения см. на рис. 2

пресноводных моллюсков и остракод, переносящих длительное пересыхание (здесь же найдены остатки рыб, наземные гидрофильные моллюски, семена водных растений).

Вблизи левого борта древней долины р. Топтуши отдельными скважинами установлено фациальное замещение красновато-коричневых, зеленых и пестрых аллювиальных глин однородными красновато-бурыми и коричневыми плотными глинами пролювиально-делювиального генезиса подобно тому, как это было уже описано для долины р. Вторушки.

В погребенной депресси пра-Березовки, прослеженной скважинами вдоль правого склона современной долины р. Березовки, рядом буровых поперечников также вскрыты отложения вторушкинской свиты.

Выше устья древней р. Вторушки в осевой части погребенной долины от размыва сохранилась, по-видимому, самая нижняя часть разреза этой свиты, представленная главным образом гравийно-галечниковыми отложениями с примесью мелких валунов (рис. 5; см. рис. 4). В заполнителе преобладают разно- и грубозернистые полимиктовые пески, обычно сильно глинистые. В маломощных прослоях и линзах встречены суглинки, супеси, реже коричневые и зеленые глины. Максимальная мощность гравийно-галечниковых отложений, относимых к вторушкинской свите, равна 30—40 *м*.

Следует отметить, что гравийно-галечниковые отложения вторушкинской свиты трудно отличимы от покрывающих сходных пород плейстоцена. Поэтому к отложениям этой свиты нами отнесена только та часть разреза, в пределах которой наблюдается фациальное замещение песков и галечников красно-бурыми плотными глинами пролювиально-делювиального генезиса. Последние установлены по правому бо́рту древней долины, где они сохранились в небольших погребенных ложбинах и на отдельных разрозненных участках склонов.

Ниже устья р. Вторушки, в резко суженном отрезке долины р. Березовки, где ее современные контуры полностью совпадают с очертаниями древней погребенной долины этой же реки, аллювиальные фации вторушкинской свиты сохранились лишь в наиболее глубокой части долины

(рис. 6). В самых низах разреза (10—15 *м*) здесь вскрыты (скважина 146-г) гравийно-галечниковые отложения с песчано-глинистым заполнителем. Верхняя часть аллювиальной толщи частично сохранилась от последующего размыва и представлена чередованием коричневых, красновато-бурых и пестрых глин общей мощностью до 15 *м*.

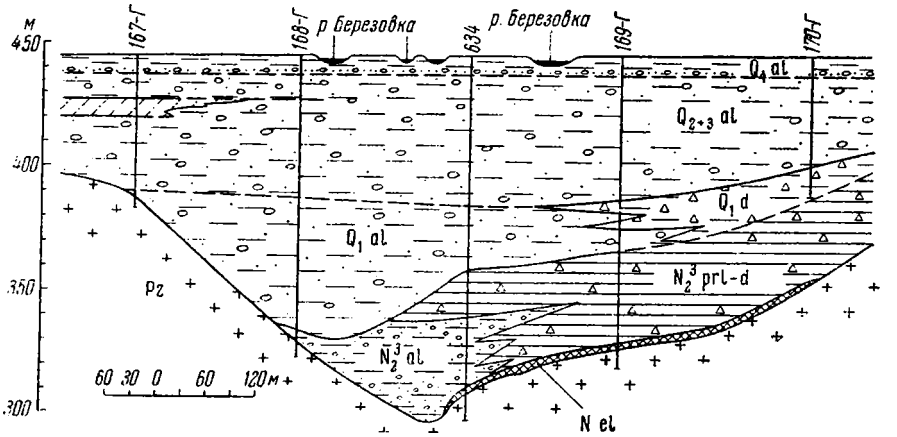


Рис. 5. Геологический профиль (IV—IV) через погребенную долину пра-Березовки

Условные обозначения см. на рис. 2

В правом борту древней долины рядом скважин удалось вскрыть приустьевую часть древней ложбины, выполненную мощными овражно-балочными и пролювиальными образованиями — красновато-бурыми плотными

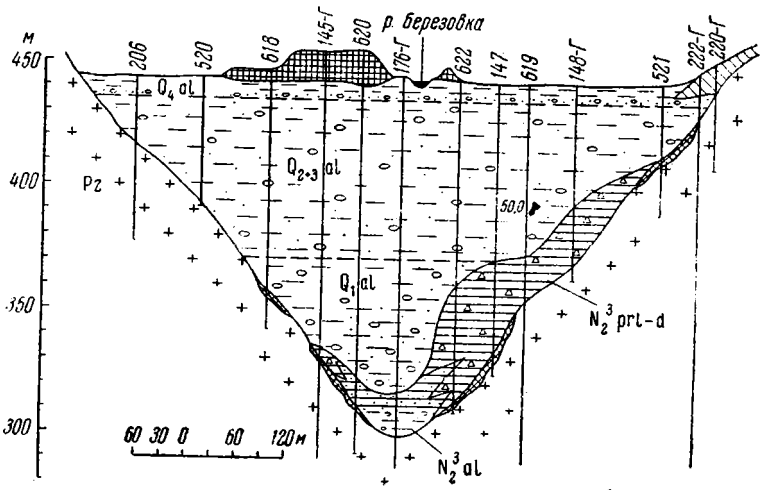


Рис. 6. Геологический профиль (V—V) через погребенную долину пра-Березовки.

Условные обозначения см. на рис. 2

глинами, сильно обогащенными слабо окатанной галькой, гравием, дресвой и щебнем местных палеозойских пород. Максимальная мощность этих пролювиальных образований достигает 50 *м*. В пределах долины эти образования фациально замещаются аллювием вторушкинской свиты.

Таким образом, на всех рассмотренных участках основные особенности строения вторушкинской свиты весьма близки к тем, которые уста-

новлены в разрезах по р. Вторушке. Принадлежность всех рассмотренных разрезов к одной свите не вызывает сомнений, так как взаимные переходы ее аллювиальных фаций в местах слияния всех трех погребенных долин прослежены достаточно большим количеством скважин.

Аллювиальные отложения вторушкинской свиты в районе Зыряновска охарактеризованы многочисленными находками малакофауны, остракод, остатков семян и плодов и мелких позвоночных — преимущественно грызунов. Единичные отпечатки листьев во всех случаях имеют плохую сохранность и, вероятно, принадлежат осоковым.

Ниже мы приводим список моллюсков, остатки которых собраны в отложениях вторушкинской свиты, определенных Я. И. Старобогатовым.

I. Наземные моллюски

1. *Succinea putris* (L.)
2. *S. sarsi* Esm. at Hoy.
3. *S. altaica* Mart.
4. *Cochlicopa nitens* Gal.
5. *Gastrocopta theeli* (West.)
6. *Vertigo pigmaea* (Drap.)
7. *V.* cf. *angustior* (Jeffr.)
8. *Pupilla muscorum* (L.)
9. *P. sterri* (Voith.)
10. *Vallonia pulchella* (Müll.)
11. *V. costata* (Müll.)
12. *V. tenuilabris* (Al. Br.)
13. *Enidae* gen. sp.
14. *Discus ruderatus* (Stud.)
15. *Nessovitrea hammonis* (Ström.)
16. *Zonitoides* gen. sp.
17. *Eulota* sp.

II. Пресноводные моллюски

1. *Limnaea auricularia* L.
2. *L. peregra* Müll.
3. *L. truncatula* Müll.
4. *Planorbarius corneus* L.
5. *Planorbis planorbis* (L.)
6. *Anisus spirorbis* (L.)
7. *Gyraulus* cf. *albus* Müll.
8. *G. acronicus* Fer.
9. *G. rossmaesleri* A. Schm.
10. *G. ladocensis* Nevill.
11. *Armiger crista* (L.)
12. *Polypylis* sp. близкая к *P. hemispaerula* (Dunker) Martens
13. *Valvata piscinalis* Müll.
14. *V. pulchella* Stud.
15. *Bithynia tentaculata* (L.)
16. *B. leachi* (Shepp.)
17. *Unionidae* gen. sp.
18. *Pisidium pulchellum* Jen.
19. *P. nitidum* Jen.
20. *P.* aff. *vincentianum* Wood.

В целом весь приведенный комплекс малакофауны мало отличается от известного для вышележащих — плейстоценовых отложений. Разнообразные сочетания наземных и пресноводных моллюсков, указанных в списке, характерны для различных участков долины реки. Так, среди наземных моллюсков наряду с типичными гидрофильными видами (*Succinea putris* L., *Vertigo pigmaea* Drap.), живущими по берегам водоемов и на болотах, присутствуют нейтральные луговые моллюски (*Vallonia pulchella* Müll., *V. costata* Müll.) и виды, предпочитающие сухие склоны гор (*Pupilla sterri* Voith., *Gastrocopta theeli* West.). Пресноводные моллюски почти целиком характерны для мелководного бассейна с медленно текущими водами, зарастающего осоковой растительностью и болотистого по берегам. Широкие поймы здесь, видимо, изобиловали мелкими пересыхающими лужами и озерцами. Так, наряду с *Armiger crista* L., обитающей среди погруженной растительности, здесь присутствуют представители родов *Polypylis* и *Pisidium*, характерные для осоковых болот. В то же время обильно представлены виды, хорошо переносящие усыхание: *Limnaea peregra* Müll., *L. truncatula* Müll., *Planorbis planorbis* L., *Anisus spirorbis* L., *Valvata pulchella* Studer., *Bythinia leachi* Shepp. Полученные из этих же отложений остракоды определены Г. Ф. Шнейдер как *Ilyocypris* sp., *I. brady* Sars., *Eucypris inflata* (Sars.), *E. pseudosubglobosa* sp. n.,

E. subglobosa sp. n., *E. teneris* sp. n., *Cyprinotus* ex. gr. *salinus* Brady., *Stenocypria fischeri* Lillieborg., *Herpetocypris* ex gr. *reptans* (Baird.), *Zonocypris membrana* (Liv.), *Cyclocypris laevis* Müll., *Candona* sp., *C. candida* Müll., *C* ex. gr. *caudata* Kaufmann, *Candoniella* sp., *C. albicans* Brady.

Почти все приведенные в списке остракоды известны как в плиоценовых, так и в плейстоценовых отложениях Евразии. Новые виды из рода *Eucypris,* по-видимому, также не являются руководящими для описываемой свиты, так как встречены и выше по разрезу — в плейстоценовых отложениях ряда районов Рудного Алтая.

Большая часть перечисленных видов остракод характерна для мелководных и медленно текущих водотоков и водоемов типа стариц, пересыхающих пойменных луж, небольших зарастающих озер. Так, *Ilyocypris bradyi, Candona candida, Candoniella albicans* относятся к видам, способным переносить длительное пересыхание: *Herpetocypris* обычен в мелководных, богатых растительностью водоемах; *Stenocypria fischeri* — типичная форма мелких, слабопроточных водоемов с иловатым грунтом. Обращает на себя внимание присутствие в фауне остракод типичных галобионтов — *Eucypris inflata, Cyprinotus salinus,* а также эвригалинных *Cyclocypris laevis* и *Candona caudata.* Современные представители первых двух видов известны из солоноватых озер Казахстана и юга Европейской части Союза, Каспийского и Аральского морей (Бронштейн, 1947). Здесь же следует заметить, что некоторые из приведенных выше пресноводных моллюсков, например *Limnaea auricularia* L., *Gyraulus acronicus* Fer. и др., судя по литературным данным, также известны и в солоноватоводных водоемах.

Из аллювиальной фации вторушкинской свиты известны и находки ископаемых семян, среди которых Ю. М. Трофимов определил: *Rumex acetosa* L., *Juncus compressus* Jacg., *Carez rostrata* Stok., *Polygonum tomentosum* Sch. и *Potamogeton perfoliatus* L.

Все указанные здесь виды являются представителями прибрежной болотной и луговой растительности и в целом характеризуют те же условия, которые были отмечены при рассмотрении фауны моллюсков и остракод.

Таким образом, состав всей приведенной фауны моллюсков и остракод, а равно и карпологических остатков и особенности строения осадков аллювиальной фации вторушкинской свиты указывают на накопление большей части толщи в условиях слабопроточных, зарастающих по берегам и периодически пересыхающих водоемов. По-видимому, в период межени водотоки здесь распадались на отдельные плесы, осолонявшиеся в течение лета. Как показывают данные бурения, пролювиальные конусы выноса местами сильно выдвигались к осевой части древней долины и, очевидно, временами перегораживали ее, создавая отдельные изолированные друг от друга водоемы подобно тому, как это происходит в мелкосопочнике Казахстана в настоящее время.

В условиях небольших долин, подобных долинам рек Вторушки и Топтуши, формирование аллювия происходило главным образом за счет делювия, поступающего с местных склонов, и овражно-балочного аллювия, выносимого небольшими боковыми притоками. В последних аллювий полностью представлен красно-бурыми глинами, содержащими в примеси и в отдельных линзах щебень, дресву и даже небольшие глыбы, и практически трудно отличим от типичного делювия.

А. И. Семенов (1947), описавший красно-бурые глины в районе г. Зыряновска, по-видимому, наблюдал только отложения пролювиально-делювиальной фации (или аллювий небольших притоков). Поэтому его выводы о формировании всей толщи красно-бурых глин «в пресноводном бассейне озерного типа» являются сомнительными, тем более, что

приведенная им из этих пород находка *Hyalinia* sp. отнюдь не относится к пресноводной фауне, как сообщает этот автор.

Минералогический анализ глин вторушкинской свиты района Зыряновска показывает преобладание в отложениях ее аллювиальной фации монтмориллонита с примесью гидрослюд. В делювии, пролювии и овражно-балочном аллювии наряду с монтмориллонитом и гидрослюдами неравномерно распределен и каолин, вероятно за счет переотложения развитой в этом районе древней коры выветривания.

Общий красноцветный облик глин, постоянное присутствие в делювии и пролювии карбонатов (в виде мергелистых стяжений), гипса, железисто-марганцовистых соединений, равно как и состав фауны в аллювиальных отложениях, согласно указывают на формирование всей толщи в близких к аридным климатических условиях с сезонным выпадением осадков.

Четкий эрозионный контакт пород вторушкинской свиты с подстилающими отложениями является свидетельством размыва, предшествовавшего ее накоплению, и, следовательно, значительного оживления тектонической деятельности, проявившейся вслед за накоплением красноцветов павлодарской свиты.

Данные бурения позволяют отметить также эрозионный контакт с вышележащими породами плейстоцена. Наиболее четко он зафиксирован в древней долине р. Березовки, где верхняя часть разреза вторушкинской свиты оказалась почти целиком размытой. Так, по разрезам буровых скважин фиксируется залегание плейстоценовых галечников на сходных отложениях низов вторушкинской свиты.

Ранее В. П. Нехорошевым (1934) делалось предположение о том, что в прошлом р. Березовка могла протекать не на север, как она протекает сейчас, а на юг или юго-запад. Им было также высказано предположение, что и р. Бухтарма протекала в ином направлении. При этом делался важный в отношении практических последствий вывод о направлении сноса и возможных местах отложения золота, выносимого при размыве верхов Зыряновского месторождения.

Проведенные исследования позволяют полагать, что современная долина р. Березовки в целом совпадает с древней, ныне погребенной долиной этой же реки, а направление выноса в неогене и, по-видимому, в палеогене происходило в том же направлении, что и в настоящее время. Поэтому наиболее вероятно считать, что золото верхней части Зыряновского месторождения было вынесено Березовкой в протекавшую рядом древнюю Бухтарму и далее в Иртыш.

Для установления геологического возраста вторушкинской свиты наибольшее значение имеют находки мелких позвоночных, любезно определенных венгерским палеозоологом М. Кретцоем. В составе ископаемой фауны, собранной в аллювии вторушкинской свиты, М. Кретцоем определены следующие мелкие позвоночные (распределение фауны по двум поперечникам через долину р. Вторушки дано на профилях I—I и II—II — см. рис. 2 и 3):

скважина	293,	глубина	91— 93	*м* — *Mimomys* sp.,	M_3
		»	104—107	» — *Katamys* sp.,	M_2
		»	107	» — *Katamys* sp.,	M^1
»	297	»	88— 89	» — *Cseria* sp.,	M^3, M_3
		»	100	» — *Cseria* sp.,	M_2
»	358	»	80	» — *Cseria* sp.,	M^3
»	359	»	99—101	» — *Microtinae* indet.,	M^1
		»	101—102	» — *Microtinae* indet.,	M^1
»	601	»	118	» — *Hypolagus* sp.	
»	321	»	91—94	» — *Hypolagus* sp.	

По поводу находок *Katamys, Cseria* и *Microtinae* М. Кретцой отмечает, что их следует датировать чарнотием или нижним вилланием, что в целом соответствует виллафранку западноевропейской стратиграфической схемы. *Hypolagus*, по его данным, известен на западе с плиоцена (в Америке — с гиппарионовых фаун) до верхов виллафранка; находка *Mimomys* может быть условно датирована вилланием.

В скважине 293, в интервале 104—107 *м*, откуда отмыта указанная выше форма *Katamys* sp., была обнаружена кость, определенная В. И. Громовым и Э. А. Вангенгейм как обломок второй фаланги мелкого парнокопытного (*Cervus* sp.?), происходящая, судя по сильной фоссилизации, из дочетвертичных отложений.

Полученные нами из той же толщи новые находки были определены И. М. Громовым следующим образом:

Скважина 685, глубина 101,3 *м* — *Mimomys* sp. (cf. *pussillus*)
» 103,5 » — *Mimomys* sp., M^1
» 94,0 » — Cricetidae gen.?
» 103,8 » — Cricetidae gen.?

Остатки *Mimomys* sp. (cf. *pussillus*) И. М. Громов датирует интервалом верхний виллафранк — верхний кромер, находки *Mimomys* sp., по его данным, лишь исключают более молодой возраст, чем верхний кромер, а Cricetidae gen.? не могут уточнить возраст заключающих его отложений.

Таким образом, в целом вся фауна, видимо, соответствует виллафранку (или верхнему плиоцену) Западной Европы. Такой вывод еще более подтверждается наличием фауны млекопитающих, характерных для нижнего плейстоцена, в залегающих на них отложениях, отделенных от пород вторушкинской свиты размывом и достаточно отличных литологически. Так, по М. Кретцою к кромеру Западной Европы (нижний плейстоцен) следует отнести найденные в перекрывающих вторушкинскую свиту отложениях многочисленные остатки *Mimomys milleri* Cretzoi, *Lagurus* cf. *lagurus* (Pallas) и других мелких млекопитающих. Присутствие же в породах этой свиты остатков *Succinea putris, Vertigo pigmaea, Vallonia pulchella* и других моллюсков, не известных, судя по литературе, в отложениях более древних, чем верхнеплиоценовые, не позволяет нам дать иную датировку возраста рассматриваемой толщи.

Среди отмеченных выше и других моллюсков, найденных в породах вторушкинской свиты и широко представленных в выше лежащих плейстоценовых отложениях обращает на себя внимание присутствие *Polypylis* sp. (скважина 631, глубина 128,7 м) и *Gastrocopta theeli*. Последние не известны в плейстоценовых отложениях Зыряновска, несмотря на обильные и послойные сборы малакофауны по всему разрезу. Представители рода *Polypylis* вообще не известны в СССР в ископаемом состоянии, а современные формы этого рода имеют ареал в пределах сино-индийской области, охватывая и юг Советского Приморья. Не исключено, что после сборов более хорошо сохранившихся остатков *Polypylis* и видовых определений эта форма, как и *Gastrocopta theeli*, будет являться руководящей для верхнего плиоцена Рудного Алтая.

Внимание будущих исследователей следует обратить также на возможные находки крупных раковин Unionidae. Нам удалось только в двух случаях найти в керне плохо сохранившиеся остатки крупных скульптурных раковин представителей этого рода.

Попытки получить пыльцу и споры из отложений вторушкинской свиты в Зыряновском районе не увенчались успехом. По данным же А. И. Семенова (1947), в образцах красно-бурых глин, поднятых при бурении с глубины 102,3 *м* была обнаружена пыльца: *Abies* — 1 пыльцевое зерно; *Betula* — 18 з., *Acer* — 1 з., Chenopidiaceae — 35 з., Gramineae — 1 з., Urticaceae — 105 з., Rosaceae — 3 з., Ranunculaceae — 6 з., Crucife-

гае—4 з. А. И. Семенов приводит по этому поводу краткое заключение И. М. Покровской: «...данные отложения не могут быть древнее верхов третичного периода».

В пробах, отобранных из аллювиальных отложений вторушкинской свиты Н. А. Нечаевой (Гидропроект), были найдены остатки морской микрофлоры — переотложенные палеогеновые диатомеи *Melosira sulcata*, обломки *Centralis* и др. Ранее мы отметили (Чумаков, 1958б) большую способность к эоловому переносу диатомей из выветриваемых морских пород, во всяком случае весьма близкую к установленной для спор и пыльцы растений. Наиболее вероятным следует считать, эоловый перенос остатков морской микрофлоры от окраин Казахстанского мелкосопочника, где морские палеогеновые осадки длительное время подвергались интенсивному разрушению и развеванию.

Согласно Г. Г. Мартинсону (1959), нахождение морской микрофлоры в континентальных осадках Рудного Алтая следует объяснить приспособлением диатомовых регрессировавшего палеогенового моря к существованию в условиях пресных вод и последующее их развитие в пресных бассейнах палеогена и неогена. Однако, по нашему мнению, было бы невероятным в таком случае сохранение в пресных водоемах тех же морских (!) видов с эоцена или нижнего олигоцена до конца плиоцена без признаков их эволюции и нового видообразования.

В Лениногорской впадине (в ее восточной части) отложения, сопоставляемые с образованиями вторушкинской свиты (N_2^3) района г. Зыряновска, установлены в результате разбуривания ряда древних погребенных долин (рис. 7). Так, в осевой части небольшой древней долины (рис. 8) на участке между сопками Парковый Соколок и Круглая в скважине 5098 на глубине 78,2 *м* (абс. отметка 688 *м*) выше эрозионного контакта со структурными дресвяниками (кора выветривания по гранодиоритам) залегают (снизу вверх):

1. Глина пестрая, коричневато-зеленых, серовато-зеленых, буровато-коричневых тонов, плотная, пронизанная многочисленными вертикальными полостями диаметром до 2,5 *см*, выполненными серовато-зеленой глиной. В прослоях (линзах?) крупнозернистый песок, гравий, дресва, участками щебень. Порода содержит обломки древесины и отпечатки травянистых растений плохой сохранности. В налетах по трещинам и в мелких бобовинах отмечаются скопления железисто-марганцового материала . . . . . 14,1 *м*
2. Глина буровато-коричневая, плотная, с характерным оскольчатым изломом, содержит мергелистые небольшие стяжения неправильной формы. В низах слоя глина карбонатная с многочисленными остатками раковин *Vallonia* cf. *pulchella*, *Pupilla* sp., *Succinea* sp. 7,5 »

Общая мощность толщи 21,6 *м*.

Выше залегают желтовато- и светло-коричневые суглинки (нижний плейстоцен?).

В древней погребенной долине р. Филипповки верхнеплиоценовые отложения сохранились от размыва на отдельных изолированных участках по ее бортам. Так, в крупной погребенной ложбине, верховья которой совпадают с современной балкой Татарской (вблизи от места слияния современных рек Быструхи и Филипповки), скважины вскрыли аллювиальные фации верхнего плиоцена, представленные пестрыми красно-бурыми и буровато-коричневыми плотными глинами, неравномерно обогащенными галькой, гравием, щебнем, дресвой палеозойских пород и содержащими стяжения мергеля. Мощность толщи достигает 40—50 *м*.

В сужении, образованном сопками Сокольной и Парковым Соколком, верхнеплиоценовые глины сохранились у подножия последней в виде небольшого прилавка [1]. Непосредственно на коре выветривания, развитой

[1] См. рис. 1 к статье Е. В. Девяткина и др. «Еще о ледоемах Алтая» в настоящем сборнике.

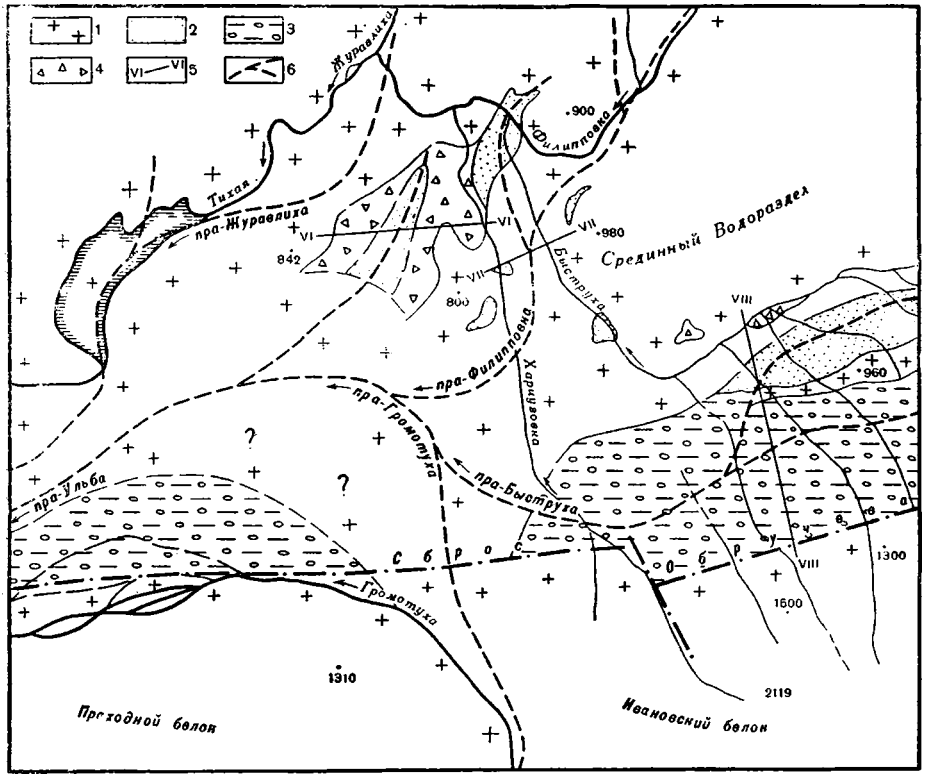


Рис. 7. Схема распространения фаций верхнеплиоценовых отложений района Лениногорской впадины

1 — водоразделы, склоны гор и участки долин, лишенные покрова верхнеплиоценовых отложений. Отложения вторушкинской свиты (N_2^3): *2* — аллювий небольших долин с водосборами в опущенном блоке — пестрые и краснобурые глины, в прослоях песок, гравий, дресва; *3* — аллювий долин с водосборами в поднятом блоке — пестрые глины с гравием, галькой и валунами; *4* — делювий — красно-бурые и красновато-коричневые глины с дресвой и щебнем местных палеозойских пород; *5* — линии геологических профилей, *6* — оси древних (палеогеновых?) долин

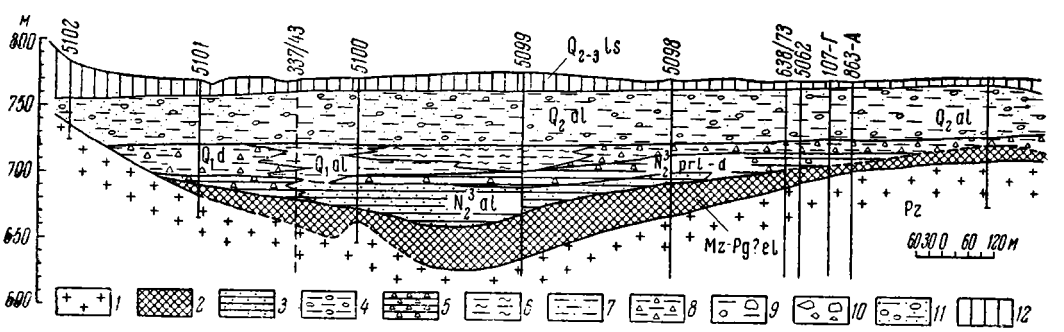


Рис. 8. Геологический профиль (VI — VI) через погребенную долину Лениногорской впадины (безымянный приток пра-Громотухи)

1 — породы палеозойского фундамента; *2* — кора выветривания—дресва, супесь, глина; *3* — пестрые и красно-бурые глины с песком, гравием и дресвой в прослоях и линзах; *4* — пестрые глины с гравием, галькой и валунами; *5* — красно-бурые и красновато-коричневые глины с дресвой и щебнем местных палеозойских пород; *6* — иловатые глины; *7* — коричневые глины; *8* — коричневые глины с дресвой и щебнем; *9* — коричневые и серовато-коричневые глины и суглинки с дресвой, щебнем и глыбами; *10* — щебень и глыбы; *11* — валунно-галечные отложения с песчаным и песчано-глинистым заполнителем; *12* — лёссовидные суглинки; 5102 и т. д.— скважины

по алевропелитам среднего девона, здесь залегает толща чередующихся пестрых, серовато-зеленых и красновато-коричневых, плотных глин с характерным крупнооскольчатым изломом и железисто-марганцовыми налетами по плоскостям трещин. В отдельных интервалах наблюдаются полости, подобные ходам червей. В прослоях и включениях есть дресва и щебень сильно выветрелого алевропелита, кератофира и других палеозойских пород. Мощность этих глин составляет 29,6 *м*.

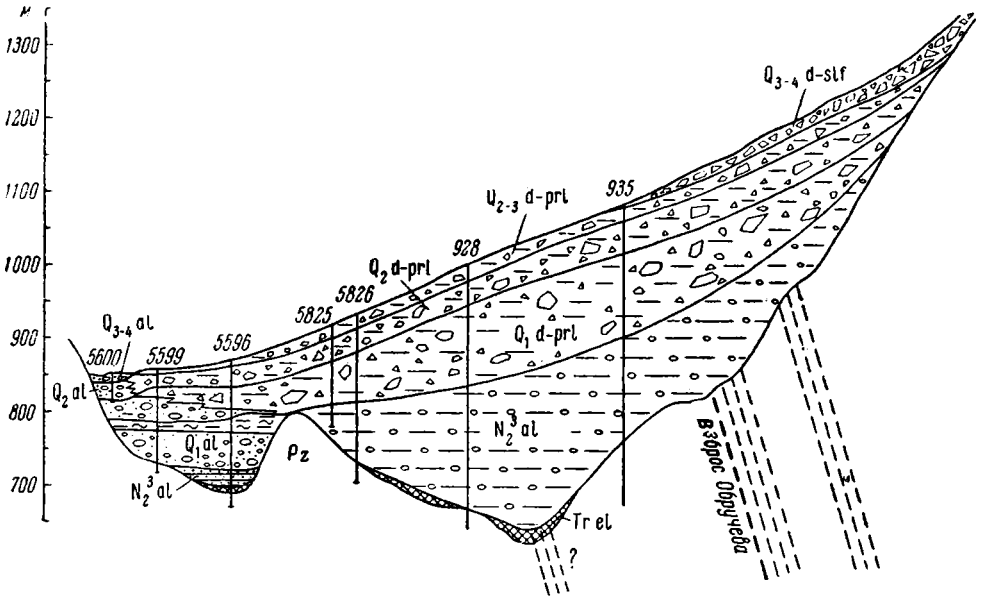


Рис. 9. Геологический профиль (VIII—VIII) через погребенную долину пра-Быструхи и подножье Ивановского белка.

Условные обозначения см. на рис. 8

Судя по данным бурения, в осевой части древней долины р. Филипповки верхнеплиоценовые отложения полностью размыты и подошва нижнечетвертичного аллювия здесь фиксируется гипсометрически ниже основания верхнеплиоценовых осадков.

В погребенной долине р. Быструхи, (рис. 9), расположенной вдоль северного фаса тектонического блока Ивановского белка (параллельно альпийскому взбросу Обручева), мощность отложений, сопоставляемых нами со вторушкинской свитой верхнего плиоцена, достигает порядка 180—200 *м* при глубинах залегания кровли, установленных бурением от 80—100 до 150 *м* (общая мощность кайнозоя здесь превышает 300 *м*).

Аллювиальная фация верхнего плиоцена здесь во всех случаях представлена пестроцветными глинами, подобными описанным в ряде разрезов Зыряновска и Лениногорска. Однако в отличие от последних вся рассматриваемая толща неравномерно обогащена угловатым и окатанным обломочным материалом — гравием, галькой до валунов и глыб включительно. В составе обломков здесь резко преобладают гранодиориты, адамелиты, диабазы и другие породы, развитые в поднятом блоке Ивановского белка.

Вдоль взброса Обручева пролювиально-делювиальные разности вторушкинской свиты не установлены и, возможно, отсутствуют. Это, видимо, связано с размывом плиоценовых глин, залегающих на линии взброса или южнее его и вовлеченных в поднятие блока Ивановского белка, продолжавшееся и в плейстоцене.

В небольшой древней долине, также вскрытой у подножия Ивановского белка, но отделенной от последнего выступом сопки Чащевитки, аллювиальные серо-зеленые и пестроцветные глины вторушкинской свиты содержат сравнительно мелкий обломочный материал в самых низах толщи. Валуны и глыбы здесь не встречены. В составе обломков установлены породы, развитые исключительно на Срединном Водоразделе и сопках, ограничивающих эту долину с юга.

Вблизи Ивановского белка отложения вторушкинской свиты повсеместно перекрыты нижнеплейстоценовыми пролювиально-делювиальными глинами и суглинками, сильно обогащенными щебнистым и крупноглыбовым материалом. Лишь вблизи современной долины р. Быструхи эти образования фациально замещаются аллювиальными валунно-галечниковыми отложениями, содержащими в подчиненных прослоях серые (до темно-серых и черных) глины. Обнаруживающийся при этом резкий эрозионный контакт с породами вторушкинской свиты указывает на глубокий размыв, который предшествовал формированию толщи нижнеплейстоценового аллювия.

В западной части Лениногорской впадины верхнеплиоценовые отложения также установлены рядом скважин. Непосредственно на породах палеозойского фундамента здесь обычно залегают валунники и галечники с пестроцветными (белесовато-желтыми и реже красными) глинами в заполнителе, принесенные сюда водами древней Громотухи, водосбор которой полностью располагался в поднятом блоке Ивановского и Проходного белков. Таким образом, верхнеплиоценовые осадки отложенные здесь р. Громотухой, представлены материалом более грубым, чем встреченный у подножия Ивановского белка.

Отложения вторушкинской свиты в Лениногорской впадине еще недостаточно охарактеризованы остатками фауны и флоры. Найденные здесь моллюски представлены наземными *Vallonia pulchella, Pupilla* sp. и *Succinea* sp. Непосредственно в вышележащих отложениях найдены остатки *Mimomys pliocaenicus, Mimomys* sp., *Pliomys* sp., *Lagurodon* (определение И. М. Громова) и *Ablepharus borealis,* описанный И. С. Даревским и И. С. Чумаковым (1962) как плейстоценовый вид сцинковой ящерицы.

Из этих же отложений выделена обильная фауна моллюсков и остракод, широко развитых как в верхнем плиоцене, так и в плейстоцене. По поводу находки *Mimomys pliocaenicus* следует отметить, что она известна в Западной Европе из отложений в интервале виллафранк — кромер. Находка же в ископаемом состоянии ящерицы из рода гологлазов (*Ablepharus*) сделана вообще впервые.

Описываемые породы оказались слабо пыльценосными. Лишь в одном случае — в скважине 5112, интервал 128,3—137,6 *м* — удалось выделить спектр, в котором, по данным Л. В. Курьеровой (Гидропроект), доминирует пыльца травянистых растений (51—62%). Среди пыльцы древесных пород (36%) преобладает пыльца сибирского кедра, ели, в меньшем количестве отмечена пыльца пихты, березы, дуба и вяза. В спектре присутствуют споры папоротникообразных (*Osmundaceae*). Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении палеонтологический материал не противоречит отнесению описываемых отложений к верхнему плиоцену, а находки *Vallonia pulchella,* по-видимому, исключают их более древний возраст. Особенности же литологии аллювиальной и пролювиально-делювиальной фации и условий залегания рассмотренных образований позволяют нам уверенно параллелизовать их с отложениями вторушкинской свиты района г. Зыряновска и датировать, таким образом, верхним плиоценом.

Изучение разрезов вторушкинской свиты района Лениногорской впадины позволяет сделать и некоторые выводы о времени поднятия блока Ивановского и Проходного белков.

Как уже отмечалось выше, в древних долинах, водосборы которых полностью располагаются в опущенном блоке, отложения вторушкинской свиты представлены существенно глинистым материалом при незначительном содержании мелкой гальки, гравия, щебня и дресвы в самых низах толщи. Рельеф же в районах этих водосборов характеризуется относительными превышениями порядка 300—500 *м* и сравнительно пологими уклонами. В древней же долине р. Быструхи, водосбор которой в большей своей части расположен в пределах поднятого блока (Ивановский белок), пестроцветные глины вторушкинской свиты обогащены гравием, галькой, дресвой, щебнем с отдельными глыбами и валунами. Наличие в отложениях валунов и глыб позволяет нам представить значительно большую в верхнем плиоцене крутизну склона Ивановского белка и относительное его превышение над древней долиной Быструхи также значительно большее, чем это фиксируется в опущенном блоке.

По-видимому, активные блоковые подвижки произошли непосредственно перед накоплением верхнеплиоценовых осадков. Возможно, этим следует объяснить полный размыв более древних отложений — аналогов павлодарской и аральской свит в пределах впадины. Поэтому мы не исключаем возможности проявления первых подвижек еще в среднем — верхнем плиоцене и может быть даже в олигоцене. Видимо, существованием в верхнем плиоцене значительных относительных превышений и наличием высотной зональности можно объяснить присутствие в одном спектре сравнительно холодолюбивых растений (сибирский кедр, ель, пихта, береза), растений умеренного пояса (дуб, вяз) и весьма теплолюбивого чистоуста (*Osmunda*), если споры последнего не являются переотложенными.

В долине Иртыша на отрезке Усть-Каменогорск — Семипалатинск к отложениям вторушкинской свиты нами отнесена толща глин с валунами и галькой в основании, прослеживаемая в естественных обнажениях на участке Старая Шульба — Березовка. Наиболее полный разрез верхнеплиоценовых отложений наблюдается на правобережье Иртыша, в береговом уступе близ восточной окраины с. Барашки (рис. 10). На весьма неровной размытой поверхности сильно дислоцированных и выветрелых сланцев кыстав-курчумской свиты ($C_3 - P_1$) здесь залегают (снизу вверх):

1. Валуны, галька, реже гравий исключительно кварцевого состава с заполнителем в виде красно-бурых, реже пестрых (синеватых и зеленовато-серых) глин . . . . . 1,5—3 *м*
2. Глина красно-бурая, плотная с характерным оскольчатым изломом и блеском на плоскостях крупных трещин. Глина участками обогащена мергелистым материалом в виде стяжений неправильной формы и землистой массы, выполняющей гнезда . . . 7—9*м*

Выше со следами небольшого углового несогласия толща глин перекрывается пластом плотно сцементированной конгломерат-брекчии мощностью до 1 *м*. Пласт сложен гравием, галькой и преимущественно крупным угловатым щебнем местных палеозойских пород, сцементированным песчано-известковистым материалом розовато-серого цвета.

Эта крупнообломочная толща района с. Барашки была описана нами ранее (Чумаков, 1958а) и параллелизовалась с верхнегобийскими конгломератами Зайсана и Южного Алтая. Возраст ее был принят условно как верхнеплиоценовый — нижнечетвертичный. Толща глин около с. Барашки выполняет, по-видимому, приустьевую часть небольшой древней долины, открывающейся в сторону Иртыша. Наиболее глубокая часть этой долины погружается ниже современного уреза Иртыша, и здесь можно предполагать возрастание мощности осадков верхнего плиоцена.

Выше по реке, вплоть до с. Березовки, наблюдается целый ряд обнажений с совершенно сходными разрезами верхнего плиоцена и перекры-

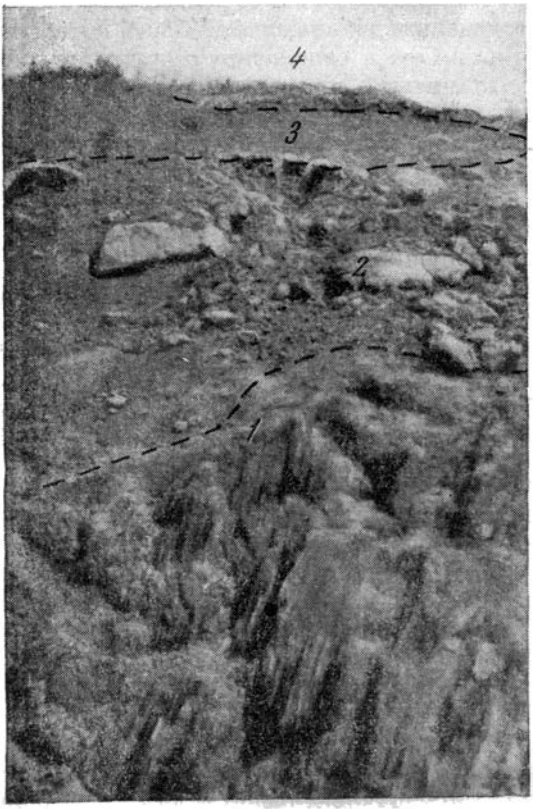


Рис. 10. Условия залегания пород вторушкинской свиты (N_2^3 в районе с. Барашки на Иртыше)

1 — породы кыстав-курчумской свиты (C_3 — P); 2—кварцевые глыбы, валуны и галька с красно-бурыми глинами в заполнителе — низы вторушкинской свиты; *3*—осыпь; *4* — выходы конгломерат-брекчий (верхнегобийские конгломераты — Q_1)

вающих их верхнегобийских конгломерат-брекчий. Изучение площадей водосборов ряда древних долин, в которых установлены аналоги вторушкинской свиты, делает понятным исключительно кварцевый состав обломочного материала в низах толщи красно-бурых и пестрых глин. В водосборах всех обследованных долин весьма широко развиты мощные пегматитовые жилы, сложенные матитовые жилы, сложенные Естественно, что в начале накопления вторушкинской свиты кора выветривания, развитая здесь по гранитам, сильно метаморфизованным породам иртышской зоны смятия и сланцам кыстав-курчумской свиты, в большей своей части выносилась далеко за пределы района, а на дно долин отлагался лишь наиболее устойчивый против выветривания кварц в виде глыб, валунов и гальки.

Особенности строения описанной толщи позволяют уверенно рассматривать слагающие ее нижнюю часть отложения как аллювиальные. Верхняя — бо́льшая — часть толщи, сложенная красно-бурыми глинами, сильно обогащенными мергелем, по-видимому, сформирована за счет делювия и трудно отличимого от него овражно-балочного аллювия. Вероятно, имея в виду эти же черты строения толщи, Л. А. Никитюк (1957) писала, что неогеновые долины на рассматриваемом отрезке Иртыша заполнены преобразованными выветрением делювиально-аллювиальными глинами.

В правобережье Иртыша, близ границы с Шульбинско-Локтевой полосой боровых песков, верхняя часть вторушкинской свиты — преимущественно плотные красно-бурые глины, сильно обогащенные мергелистым материалом, часто вскрываются на небольшой (2—5 *м*) глубине под средне-верхнеплейстоценовыми лёссовидными суглинками, обнаруживая при этом во всех случаях крайне неровный эрозионный контакт (рис. 11). На границе этих двух толщ местами наблюдаются скопления мергелистых стяжений, вымытых из красно-бурых глин и переотложенных в виде линз и маломощных (до 20 *см*) прослоев.

На левом берегу Иртыша выходы отложений вторушкинской свиты наблюдались в нижнем течении р. Кызыл-Су. В цоколе высокой поймы этой реки, а местами прямо в русле обнажается самая верхняя часть разреза вторушкинской свиты, представленная красно-бурыми плотными глинами со стяжениями мергеля (рис. 12). Во всех случаях толща

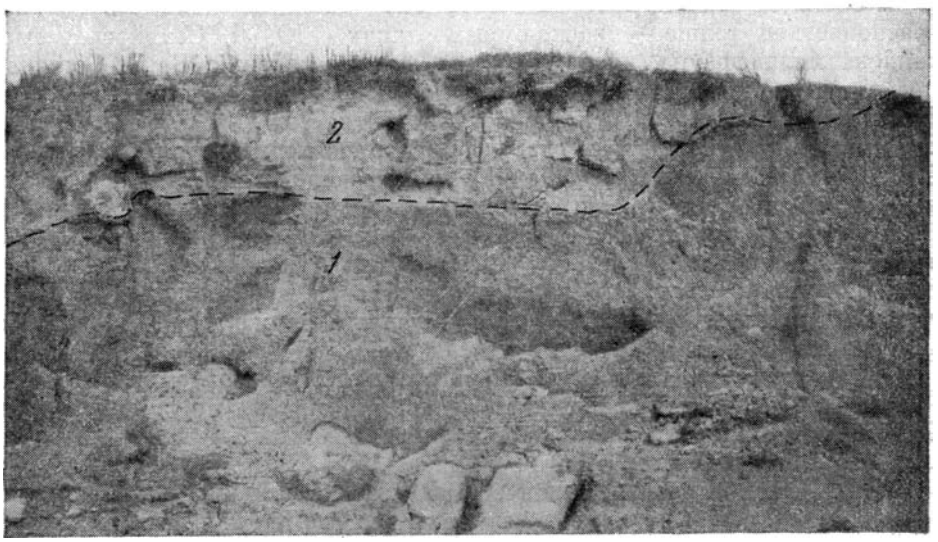


Рис. 11. Характер контакта отложений вторушкинской свиты(N_2^3) и лёссовидных суглинков (Q_{2-3}) близ Шульбинско-Локтевской полосы боровых песков (в правобережье Иртыша)

1 — красно-бурые глины с мергелистыми стяжениями (N_2^3); *2* — лёссовидные суглинки (Q_{2-3})

Рис. 12. Характер контакта отложений вторушкинской свиты (N_2^3) и конгломератов (верхнегобийские конгломераты — Q_1) в нижнем течении р. Кызыл-Су (левобережье Иртыша)

1 — красно-бурые глины с мергелистыми стяжениями (N_2^3); *2* — конгломераты (Q_1); *3* — суглинки и супеси с галькой, гравием и дресвой — высокая пойма р. Кызыл-Су (Q_4)

красно-бурых глин со следами резкого размыва перекрыта пластом верхнегобийских конгломератов.

В смежном — Прииртышском — районе Западной Калбы в верхней красноцветной толще — красно-бурых глинах — Ю. Л. Семеновым была найдена малакофауна, представленная, по определению В. В. Богачева, новыми видами: *Cathaica humilis, Cathaica* sp., *Helix (Eulota) intemesulus, Eulota pseudofruticum,* сходная с *Eulota fruticum* Müll., *E. impressa, E. pseudomiddendorfii.* Первые две формы происходят, судя по данным Ю. Л. Семенова (устное сообщение), из туфовидных известняков, остальные из мергелей, залегающих в основании толщи красно-бурых глин. По В. В. Богачеву, эти находки характеризуют вмещающие их отложения как плиоценовые. Следует заметить, что представители рода *Eulota* известны только начиная с верхнего плиоцена (Лихарев и Раммельмайер, 1952), а другие виды из рода *Cathaica*, судя по данным тех же авторов, в неогеновых отложениях ранее не были установлены.

В Змеиногорском районе Рудного Алтая отложения вторушкинской свиты вскрыты скважинами в многочисленных погребенных долинах и имеют черты строения, аналогичные описанным для небольших древних долин района Зыряновского рудника.

Б. Ф. Розен, выделивший ранее (1956) эти же отложения под названием «толщи коричневых глин», указывает, что «по простиранию и глубине цвет глин иногда меняется и принимает желтоватый, буроватый или красноватый оттенок... В некоторых случаях между коренными породами и коричневыми глинами лежит слой до 10 *м* желтого то мелкого, то крупнозернистого слабо окатанного песка с редкой галькой» (стр. 254). По Б. Ф. Розену, толща коричневых глин в ряде случаев залегает на красноцветных глинах (у нас павлодарская свита) и, судя по его схеме, со следами размыва перекрывается комплексом серых и бурых глин и суглинков четвертичной системы.

Приведенные (по Б. Ф. Розену) условия залегания толщи, а также общие особенности ее строения в целом согласуются с нашими наблюдениями в этой части Рудного Алтая. Вызывают некоторые замечания лишь представления Б. Ф. Розена о генезисе слагающих толщу осадков. Так, нижней части разреза коричневых глин Б. Ф. Розен приписывает делювиальный генезис, и бóльшая (верхняя) ее часть имеет, по его мнению, озерное происхождение. Об этом, якобы, свидетельствует «...слоистость коричневых глин (с чередованием глинистых и пылеватых прослоев) и сравнительно широкое их распространение» (там же).

Весь имеющийся в нашем распоряжении материал указывает на то, что нижняя часть толщи образована аллювиальными осадками и в плане отчетливо фиксируется приуроченность аллювия к осевым частям древних эрозионных депрессий, а делювия — к их склонам. Как и в случае для Прииртышья, красно-бурые глины делювиального облика часто слагают здесь всю верхнюю часть толщи, создавая впечатление о смыкании делювиальных шлейфов, спускающихся с противоположных склонов.

Слоистость коричневых и красно-бурых глин действительно имеет место в ряде разрезов, однако она не свидетельствует в данном случае об озерном происхождении осадков. Полученная из этих глин в Змеиногорском районе фауна моллюсков и остракод совершенно идентична выделенной в одновозрастных отложениях Зыряновского района и указывает на аллювиальное происхождение содержащих фауну отложений. Как и в окрестностях Зыряновска, эти глины, видимо, сформированы в условиях мелких слабопроточных и пересыхающих водоемов. Здесь отнюдь не исключена возможность образования отдельных временных озер внутри долин, однако нет никаких фактов, указывающих на повсеместное распространение озерных осадков, как это представляется Б. Ф. Розену.

Мы полностью присоединяемся к мнению Б. Ф. Розена об одновозрастности выделенной им толщи коричневых глин и красно-бурых глин Зыряновского района, описанных А. И. Семеновым (1947) и выделенных нами в составе вторушкинской свиты верхнего плиоцена.

На крайнем северо-западе Рудного Алтая и в Южной Кулунде выделение верхнеплиоценовых образований в составе отдельной свиты связано с большими трудностями. Если во всех рассмотренных до сих пор районах отложения вторушкинской свиты достаточно четко отделяются границами размыва от подстилающих и перекрывающих их осадков, то на стыке Рудного Алтая и Южной Кулунды эти границы в разрезах практически не различаются. Значительно менее четко выражены здесь и генетические признаки рассматриваемой толщи, что вынуждает часто только условно проводить стратиграфические границы и не менее условно указывать генезис изучаемых отложений. Видимо, поэтому до первых палеонтологических находок нижняя часть верхнеплиоценовой толщи включалась нами ранее (Чумаков, 1957а, 1958а) в состав павлодарской свиты, мощность которой, таким образом, завышалась.

Во всех просмотренных разрезах скважин наиболее четко выражен переход зеленых глин аральской свиты в лежащую выше красноцветную толщу. В пределах последней наблюдается постепенный переход от более ярких глин к красно-бурым и коричневым глинам и суглинкам, которые, в свою очередь, без следов видимого перерыва связаны с низами четвертичной толщи.

Отмеченный характер строения разреза в верхах неогена, очевидно, связан с особенностями геологической истории Кулунды. Медленное опускание этой территории в неогене — плейстоцене вблизи области поднятий и сноса, каковой в этот отрезок времени являлся Рудный Алтай, вероятно, не осложнялось движениями обратного знака или эти движения здесь проявились настолько слабо, что не нашли отражения в разрезе.

В пределах Южной Кулунды в составе верхнеплиоценовых отложений, по-видимому, резко преобладает аллювиальная (пролювиально-аллювиальная) фация. Последнее обстоятельство объясняется особенностями геоморфологического положения района. В отличие от Рудного Алтая, где верхнеплиоценовые отложения отчетливо прослеживаются по многочисленным глубоким древним долинам, выработанным в палеозойском фундаменте, в Южной Кулунде осадки этого возраста залегают на сравнительно ровной поверхности предгорной равнины, где все неровности палеозойского фундамента завуалированы более древними палеогеновыми и неогеновыми осадками. Естественно, что в таких условиях ожидать сколько-нибудь широкого развития делювиальных образований нет оснований.

Судя по многочисленным остаткам представителей малакофауны и остракод, отложения, параллелизуемые с осадками вторушкинской свиты, отлагались здесь в мелководных, часто пересыхающих водоемах. Сезонные потоки доставляли из более поднятой области Рудного Алтая, видимо, преимущественно глинистый материал.

Из красно-бурых и коричневых глин, параллелизуемых нами с отложениями вторушкинской свиты, на юге Кулунды и крайнем северо-западе Рудного Алтая происходят находки:

1. Скважина 24, Егорьевский зерносовхоз (Южная Кулунда), глубина 93,7 *м*. *Mimomys* sp.— обломок нижней челюсти. По определению М. Кретцоя, возраст находки не моложе древнего плейстоцена.

2. Скважина 1139, район рудника «Горняк» (северо-запад Рудного Алтая), глубина 69,7 *м*. Cricetidae indet. — фрагмент зуба. Возраст по остаткам этой фауны не может быть определенно указан. Глубина 75,0—

80,0. Cricetidae, M^1. Анализ экземпляра не закончен, возраст — вероятно, древний плейстоцен. Talpidae (?) один обломок M_x, Soricidae — один обломок M^x_x. По М. Кретцою, возраст вмещающих слоев не ясен. Отметим, что по схеме М. Кретцоя древний плейстоцен (altpleistozän) включает в себя виллафранк (N_2^3) и кромер (Q_1) Западной Европы.

В том же районе, близ хутора Орловского, в скважине 548 на глубине 100 *м* в керне среди многочисленных обломков костей рыб и млекопитающих плохой сохранности был обнаружен зуб грызуна, определенного И. М. Громовым как *Parapodemus* cf. *mirabilis* Schew. По устному сообщению А. И. Шевченко, эта форма характерна для верхнеплиоценовых отложений района Одессы и входит в состав выделенного ею одесского комплекса фауны мелких млекопитающих (последний приурочен главным образом к осадкам нижних горизонтов куяльника).

В одной из соседних скважин (546) в тех же зеленовато-серых глинах в интервале 80—92 *м*, были обнаружены остатки крупных унионид, одна из которых была определена А. Л. Чепалыга как *Unio protractus* Lindh., juv. forma. В. А. Линдгольм, впервые установивший ее в отложениях, вскрытых по р. Бетекей (правый приток Ишима), отмечал родственность всей сопутствующей этой форме малакофауны среднеплиоценовой фауне Юго-Восточной Европы. Однако детальное изучение битекейского разреза, проведенное в 1962 г. Ю. А. Лаврушиным, показало присутствие в тех же слоях фауны мелких млекопитающих, определенных И. М. Громовым и отнесенных им к верхнему плиоцену (устное сообщение).

Спорами и пыльцой верхнеплиоценовые осадки северо-запада Рудного Алтая очень бедны. Лишь в единичном случае в скважине 2144 в интервалах 52,5—54,5 и 58,0—60 *м* из глин красновато- и желтовато-бурой окраски, плотных, участками слоистых и содержащих мелкие кристаллы гипса и редкие мергелистые стяжения, И. М. Покровской был выделен палинологический комплекс. Здесь определены: споры Polypodiaceae и Osmundaceae, пыльца *Carya, Betula, Alnus, Quercus, Castanea, Liguidambar,* Juglandaceae, Chenopodiaceae, Polygonaceae, Ranunculaceae, Cruciferae, Leguminosae, *Rhus,* Umbelliferae, Convolvulaceae, *Artemisia,* Compositae и др.

И. М. Покровская отмечает, что для комплекса характерно преобладание пыльцы травянистых растений и особенно пыльцы Chenopodiaceae и Compositae и присутствие пыльцы широколиственных растений — Juglandaceae, *Carya, Quercus, Castanea, Rhus.* И. М. Покровская указывает на плиоценовый (без уточнений) возраст отложений, вмещающих пыльцу и споры. В разрезе этой скважины показательно присутствие в подстилающих (с глубины 70 *м*) отложениях, относимых нами к павлодарской свите (N_1^3 — N_2^1), остатков грызунов, один из которых определен М. Кретцоем как Cricetidae — не моложе верхов миоцена.

Таким образом, в рассмотренном случае отложения, относимые нами к вторушкинской свите верхнего плиоцена, как и в случае для Лениногорской впадины, содержат реликты миоценовой флоры: Osmundaceae, *Liquidambar,* Juglandaceae, *Rhus,* которые не известны в лежащих выше нижнеплейстоценовых отложениях Рудного Алтая. Однако не исключено, что эти формы являются переотложенными из подстилающих миоценовых осадков.

В составе отложений, выделенных нами во вторушкинскую свиту верхнего плиоцена, принимают участие континентальные осадки различного генезиса, совершенно аналогично тому, как это наблюдается в плейстоценовых отложениях.

При этом можно выделить два главных типа разрезов свиты, отражающих особенности осадконакопления в различно геоморфологически построенных областях Рудного Алтая. Первый тип разреза обычен для

обширной области предгорий, второй — для горной области, хотя этот тип может быть установлен и далеко за ее пределами — в долинах крупных транзитных рек.

В предгорьях Рудного Алтая для верхнеплиоценовых образовании, распространенных в междуречьях древних долин крупных рек и залегающих в многочисленных небольших погребенных долинах, ложбинах и по склонам сопок, характерно общее преобладание красноцветных карбонатных и неравномерно загипсованных глин пролювиально-делювиального генезиса.

Образования несомненно аллювиального происхождения здесь фиксируются лишь в самых низах разреза. Обычно это глинистые пески, местами гравий, галька, а в редких случаях валуны, неравномерно распределенные в массе зеленовато-серых, пестрых и бурых глин. Выше по разрезу признаки, отличающие аллювий, постепенно стираются и в разрезе резко преобладают глины пролювиально-делювиального облика, вмещающие в себя и трудно отличимый овражно-балочный аллювий.

Особенности литологии, минералогии, а также преобладание образований пролювиально-делювиального генезиса отчетливо указывают на формирование рассматриваемой толщи в условиях семиаридного климата. По Н. М. Страхову (1960), осадконакопление в аридных зонах отличается «...резким подавлением бассейновой седиментации и развитием субаэральных — эоловых и делювиально-пролювиальных форм» (стр. 138).

При этом Н. М. Страхов, по-видимому, понимает термин «аридная зона» в широком смысле, то есть включает в эту зону как аридную, так и семиаридную зоны (или подзоны). Только в семиаридной зоне при достаточном количестве осадков возможна делювиально-пролювиальная седиментация. Для собственно аридных зон следует действительно признать подавление бассейновой седиментации и широкое развитие эоловых накоплений.

Наблюдения, проведенные нами в типичной аридной зоне (Сахара), показали полное отсутствие там современной делювиально-пролювиальной седиментации при весьма широком развитии эоловых форм. С другой стороны, достаточно влажный климат сам по себе не может обусловить широкое развитие делювиально-пролювиальной седиментации. Так, на Рудном Алтае, в районах с весьма большим (до 2100 *мм*) количеством осадков, вследствие развития мощного дернового покрова процесс смыва даже на достаточно крутых склонах сведен к минимуму и не приводит к накоплению значительного делювия.

Для накопления мощных и существенно пролювиально-делювиальных глинистых образований красноцветного облика, по-видимому, наряду с теплым или даже жарким и достаточно сухим климатом следует предположить и значительное количество сезонных осадков. Подготавливаемый выветриванием материал ежегодно в сезоны дождей сносился в больших количествах по склонам, лишенным сплошного дернового покрова. Делювиальные шлейфы спускались прямо в русла рек, перегораживали их и смыкались со шлейфами противоположных склонов. Из многочисленных ложбин, разделяющих сопки, выносился в более крупные долинки тоже существенно глинистый материал, формировавший конуса выноса. Смыкание делювиальных шлейфов, конусов выноса, овражно-балочного аллювия и привело к формированию однообразно построенной толщи пролювиально-делювиального облика, особенно характерной для бóльшей (верхней) части разреза в пределах каждой небольшой древней долины предгорий Рудного Алтая. Нижняя часть разреза, по-видимому, формировалась в более влажных условиях, способствующих накоплению аллювия при менее активном формировании делювия и пролювия. Последнее, возможно, было связано с более густым растительным покровом, препятствовавшим активному смыву.

В целом рельеф предгорий Рудного Алтая в верхнем плиоцене был значительно более расчлененным, близким к рельефу сопочника и низких гор. Лишь на крайнем северо-западе, где палеозойский фундамент погружается под толщи более древних — неогеновых и палеогеновых — осадков, рельеф был близок к равнинному.

Второй тип разреза рассмотрим начиная с долин крупных рек Рудного Алтая. В настоящее время верхнеплиоценовые отложения долин рек Иртыша, Бухтармы, Ульбы и Убы, берущих начало в горной области, еще слабо изучены. Однако уже имеющийся материал позволяет полагать, что в долинах этих рек верхний плиоцен представлен аллювием, мало отличимым по составу обломочного материала от выше лежащих осадков нижнего плейстоцена. Основное отличие его обусловлено более глинистым заполнителем, близким по окраске, минералогическому составу и другим признакам к аллювию древних рек, водосборы которых локализуются в предгорьях. Иначе говоря, транзитный грубообломочный аллювий, выносившийся из горных районов по долинам главных транзитных рек, по мере своего продвижения в сторону равнин все больше и больше обогащался материалом, свойственным предгорной области. Последнее можно объяснить возрастающей мутностью потоков, связанной с выносом глинистых частиц со склонов и междуречий.

В долине р. Бухтармы, в сильно переуглубленных участках, нижняя часть разреза кайнозоя, по данным Б. А. Борисова (1960), представлена «пестроцветными, большей частью красно-бурыми монтмориллонитовыми глинами. В них наблюдаются прослои галечника, песка, щебня. Для глин характерна известковистость, присутствие окислов железа, местами загипсованность» (стр. 201). Б. А. Борисов без всяких обоснований приписывает этим осадкам миоплиоценовый возраст.

Проведенные нами детальные исследования в Зыряновском районе — близ места впадения р. Березовки в Бухтарму — позволяют сопоставлять осадки, описанные Б. А. Борисовым («миоплиоцен»), с отложениями вторушкинской свиты (верхний плиоцен). При этом следует заметить, что преобладание глин в низах разреза долины р. Бухтармы свойственно местам впадений боковых притоков, а не всей долине в целом. Содержащаяся же в цитированной выше статье Б. А. Борисова ссылка на сделанную нами находку в скважине у с. Лесная Пристань остатков «верхнеплиоценового зайца» в слоях, лежащих непосредственно над «миоплиоценом», основана на недоразумении: никаких остатков фауны позвоночных в этой скважине мы не нашли.

В верховьях р. Ульбы, близ слияния рек Громотухи и Тихой, по данным О. Д. Ярмизина (устное сообщение), в составе верхнеплиоценового аллювия, вскрытого в сильно переуглубленной долине, встречены глины, суглинки, пески, гравийно- и валунно-галечные отложения. Пестрые тона окраски глин и суглинков сменяются здесь светлыми и белесовато-желтыми.

Верхнеплиоценовые образования, вскрытые в Лениногорской впадине вдоль северного фаса Ивановского белка, приближаются по своему облику к аллювию, устанавливаемому в долинах крупных рек. Однако они резко отличаются своими мощностями (до 150—200 *м*), что вполне закономерно, если учесть их положение у подножия поднятого тектонического блока.

В целом все аллювиальные образования верхнего плиоцена транзитных рек, по-видимому, можно рассматривать как аналоги молассов крупных межгорных впадин и предгорных прогибов смежного Тянь-Шаня. В отличие от последнего грубообломочный материал в силу особенностей тектоники и климата Рудно-Алтайской провинции не создавал мощных накоплений в предгорьях, а в большей своей части выносился по узким магистралям транзитных рек далеко от подножий гор.

Положение верхнеплиоценовых осадков в древнем рельефе и сравнение их с нижнеплейстоценовыми позволяют полагать, что основные черты современного рельефа Рудного Алтая, как и всего Алтая в целом, были заложены в дочетвертичное время.

Продолжавшееся в плейстоцене общее сводовое поднятие Алтая и сопровождавшие его блоковые подвижки усложнили древний рельеф, сделали его значительно более контрастным, но не привели к сколько-нибудь серьезному перераспределению гидрографической сети или созданию принципиально новых орографических элементов. Характерно, что фиксируемые в разных районах Рудного Алтая смещения верхнеплиоценовых отложений по линиям тектонических нарушений имеют амплитуды порядка первых десятков метров и, вероятно, не превышает 100—200 *м*.

Анализ ископаемых фауны и флоры, литологических и фациальных особенностей как отложений вторушкинской свиты, так и подстилающих и перекрывающих ее образований не дает оснований для выводов о каких-либо резких изменениях в физико-географической обстановке (по крайней мере для области предгорий), происшедших вслед за накоплением осадков павлодарской свиты или в начале формирования нижнеплейстоценовой толщи.

Среди малакофауны и фауны остракод присутствуют виды, прошедшие через неоген в плейстоцен и в то же время формы еще не обнаруженные в плейстоцене на территории Советского Союза. То же можно сказать и об остатках микромаммалий, среди которых присутствуют реликты гиппариновой фауны *(Hypolagus)*, роды характерные для верхнего плиоцена *(Katamys, Cseria)* и в то же время представители рода *Mimomys*, виды которого известны как в плиоцене, так и в нижнем плейстоцене.

Наблюдение за изменением литологических и минералогических особенностей пролювиально-делювиальных фаций на отрезке мио-плиоцен — нижний плейстоцен также указывает на отсутствие здесь четко выраженных рубежей. Так, окраска пород павлодарской и вторушкинской свит весьма сходная — в красно-бурых тонах и лишь в нижнем плейстоцене не резко переходит в коричневую и местами — красновато-коричневую. Несколько более четко улавливаются соответственно изменения в загипсованности толщ: в мио-плиоцене преобладают крупные друзы гипса, в то время как в верхнем плиоцене гипс находится чаще всего в мелких кристаллах, а в нижнем плейстоцене он уже редок. Карбонаты в желваках и рассеянном виде весьма широко распространены во всех сравниваемых толщах.

Красноцветные отложения вторушкинской свиты, так же как и павлодарской, по-видимому, образованы за счет переотложения одновозрастной коры выветривания. Остатки этой коры хорошо сохранились в области предгорий и представлены красно-бурыми элювиальными глинами и дресвяниками.

Наиболее четко различаются аллювиальные фации верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена в Калбе и в пограничной с ней части Рудного Алтая (по берегам Иртыша) появлением конгломерато-брекчий с карбонатным цементом (верхнегобийские конгломераты).

В долинах крупных рек эта же граница отмечена появлением более крупного обломочного материала и, главное, сокращением роли глинистого заполнителя.

Наиболее определенно фиксируются изменения в характере рассматриваемых отложений на границе верхнего плиоцена и плейстоцена в горных районах Рудного Алтая (особенно четко они выявляются при сравнении аллювия), и, по-видимому, более полно они могут быть установлены в Горном Алтае. Эта область уже в олигоцене — неогене была вовлечена в крупное сводовое поднятие, а осложнявшие его блоковые подвижки здесь достигли наибольших значений. Эти обстоятельства, естественно, должны

были привести в горной области Алтая к более четко выраженной климатической зональности и найти свое отражение в характере разновременных образований и стратиграфических границ.

Действительно, отложения, одновозрастные павлодарской свите, во впадинах Горного Алтая представлены преимущественно мергелями, доломитами и глинами (туерыкская, или мергельная свита). В осадках следующей вверх по разрезу толщи, датируемой на Горном Алтае средним — верхним плиоценом (кызылгирская и бекенская свиты), уже преобладают пролювиальные образования (песок, гравий, галечник). Наконец, нижнеплейстоценовые осадки (башкаусская свита) широко представлены грубым пролювием и аллювием (галечники, конглобрекчии с прослоями песков). Перечисленные три толщи разделены четкими границами размыва.

Е. В. Девяткин (1963) рассматривает кызылгирскую и бекенскую свиты, вместе взятые, как аналоги вторушкинской свиты Рудного Алтая. Кызылгирская свита, по Е. В. Девяткину, содержит два фаунистических горизонта. Нижний из них охарактеризован моллюсками восточноазиатского типа (роды *Baicalia, Sinataia),* отличающимися резко выраженной эндемичностью; верхний горизонт отмечен широким развитием моллюсков левантинского типа, который, по Е. В. Девяткину, характерен для нижнепаратских отложений Восточной Европы (последние сопоставляются с астием европейских разрезов). В этом же горизонте найден зуб *Hipparion houfenense* Teilh. et Joung (*Proboscidipparion*). Присутствие моллюсков левантинского типа, а также остатков *Proboscidipparion* позволило Е. В. Девяткину датировать кызылгирскую свиту средним — верхним плиоценом. Однако по поводу отнесения большей части этой свиты к среднему плиоцену необходимо сделать несколько замечаний. Мы уже указывали, что ранее В. А. Линдгольм установил в так называемых битекейских слоях Приишимья комплекс малакофауны, которую он считал родственной фауне нижнего левантина Европы, и датировал, таким образом, осадки этих слоев средним плиоценом. Отмечалось также, что в настоящее время имеются доказательства верхнеплиоценового возраста битекейских слоев в результате находок остатков млекопитающих. В связи с изложенным возникает вопрос: являются ли одновозрастными моллюски левантинского типа Европы, с одной стороны, и Сибири — с другой? (Мы не ставим под сомнение правильность определений фауны). Приведенный пример с битекейскими слоями, на наш взгляд, позволяет сделать вывод, что использование указанной малакофауны для определения возраста вмещающих ее осадков без датировки последних остатками млекопитающих может привести к ошибкам в стратификации изучаемых толщ. Указанная Е. В. Девяткиным находка *Proboscidipparion* сама по себе датирует эту толщу в достаточно широком для данного случая интервале (средний — верхний плиоцен).

С нашей точки зрения, недостаточно обосновано Е. В. Девяткиным и выделение отдельной бекенской свиты, датируемой верхним плиоценом. Общность осадков этой и кызылгирской свит, отсутствие какого-либо перерыва в осадконакоплении, а также общность фауны рассматриваемых свит прямо указывают на отсутствие оснований для их разделения.

Не вызывает сомнений вывод Е. В. Девяткина о наличии в составе кызылгирской свиты двух типов малакофауны. Будущим исследователям кайнозоя Рудного Алтая следует учесть этот вывод в свете пока еще единичных здесь находок моллюсков восточноазиатского типа [*Polypylis* sp., близкая к *P. hemispaerula* (Dunker) Martens], с одной стороны, и левантинского типа (*Unio protractus*) — с другой. Следует в дальнейшем также уточнить, можно ли в пределах Рудного Алтая выделить в верхнем плиоцене два фаунистических горизонта в соответствии с преобладанием первого или второго типа малакофауны, как это сделано Е. В. Девяткиным

в Горном Алтае? Мы ставим вопрос потому, что в упомянутых уже битекейских слоях и других разрезах верхнего плиоцена Казахстана для выделения таких горизонтов пока что нет оснований. Не исключено, что отмеченные выше особенности в распределении малакофауны по разрезу кызылгирской свиты присущи только впадинам Горного Алтая — области, являвшейся уже в конце плиоцена своеобразным рубежом двух биогеографических провинций.

В Калбе красноцветные отложения описаны Е. М. Великовской (1946) в качестве единой толщи плиоценового возраста. Однако не вызывает сомнений то, что и здесь красноцветные отложения могут быть расчленены на две свиты: нижнюю — аналог павлодарской свиты, и верхнюю — аналог вторушкинской свиты. Во всяком случае для прииртышской части Калбы красноцветные отложения включают в себя осадки этих двух свит.

Для Зайсанской котловины аналогами рассмотренных выше плиоценовых отложений, возможно, являются оранжево-коричневые пески верхнетарбагатайской свиты, условно отнесенной К. В. Курдюковым (Курдюков и Смеловская, 1954) к верхнему плиоцену. Эти пески здесь подстилаются красноцветными глинами, сопоставляемыми К. В. Курдюковым с верхнемиоценовыми — нижнеплиоценовыми осадками из разреза у г. Павлодара (павлодарская свита). Отложения верхнетарбагатайской свиты перекрываются верхнегобийскими конгломератами.

В Павлодарском Прииртышье к аналогам верхнеплиоценовых отложений Рудного Алтая, вероятно, следует отнести селетинскую свиту, которая параллелизуется К. В. Никифоровой (Никифорова и Алексеева, 1957) с верхней красноцветной толщей Среднего и Южного Урала и верхнетарбагатайской свитой Зайсанской впадины.

В области Казахстанского мелкосопочника К. В. Никифорова (1960) выделяет кеншагырскую свиту, возраст которой по ее данным «...довольно четко определяется как нижний эоплейстоцен в пределах виллафранкского и гюнцского ярусов» (стр. 127) и соответствует селетинской свите в Павлодарском Прииртышье. К. В. Никифорова считает, что ее кеншатырским слоям соответствуют и кустанайская свита А. П. Сигова (1954), установленная им в Тургае и на юге Западной Сибири, а также битекейские слои. Это полностью соответствует нашим представлениям о возрасте кустанайской свиты. Однако, принимая во внимание мнение В. А. Линдгольма (1932) о среднеплиоценовом облике унионид кустанайской свиты и сборы в битекейских слоях смешанной (в том числе и миоценовой) фауны позвоночных, необходимо дальнейшее изучение этих интересных и весьма насыщенных палеонтологическим материалом образований.

Для нас несомненно, что в ряде районов Казахстана отложения, одновозрастные вторушкинской свите, объединяются с павлодарской свитой подобно тому, как это ошибочно делалось нами на первых порах изучения разреза кайнозоя на крайнем северо-западе Рудного Алтая. Заметим, что в ряде разрезов аллювиальные (или озерно-аллювиальные) разности вторушкинской свиты в области развития мелкосопочника могут быть легко приняты и за отложения аральской свиты. Светло- и белесовато-зеленые и пестроцветные монтмориллонитовые, местами гипсоносные, глины с бобовинами железисто-марганцовистого состава, слагающие в ряде районов Рудного Алтая низы вторушкинской свиты, до проведения детальных палеонтологических исследований принимались нами за отложения аральской свиты (нижний — средний миоцен). Пробная отмывка фауны и в том числе остатков мелких позвоночных, проведенная некоторыми экспедициями из отложений, отнесенных ранее к аральской свите, уже привела в ряде случаев к пересмотру возраста зеленых глин и отнесению их к верхнему плиоцену (нижнему эоплейстоцену). В связи с этим мы еще раз рекомендуем при изучении неогеновых и плейстоценовых образований применять метод массовой отмывки ископаемой фауны из кажущихся

немыми толщ, применяя для этой цели уже изложенные в литературе приемы (Чумаков, 1961а, б; Савинов, 1961).

В заключение отметим, что сам по себе приведенный выше материал не дает каких-либо оснований для отнесения верхнего плиоцена рассмотренной территории к антропогену (эоплейстоцену) новых схем. Этот вопрос должен быть решен с привлечением более широкого материала и при наличии достаточных фактических и прежде всего палеонтологических данных. В настоящее время в Казахстане, одним из регионов которого является Рудный Алтай, верхнеплиоценовые (нижнеэоплейстоценовые) отложения изучены еще недостаточно полно и еще слабо охарактеризованы ископаемой фауной. Последнее обстоятельство не дает пока что оснований для принятия новой стратиграфической схемы в том виде, в каком она предложена рядом авторов.

Отсутствие на Рудном Алтае и в смежных с ним районах образований, занимающих положение между толщами осадков павлодарской ($N_1^3 - N_2^1$) и вторушкинской (N_2^3) свит и соответствующих среднему плиоцену европейских схем, ставит под сомнение трехчленное деление плиоцена в Казахстане.

ЛИТЕРАТУРА

Борисов Б. А. Аллювиальные образования среднего и нижнего течения р. Бухтармы.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Сб. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 33. М.— Л., Геолиздат, 1960.

Бронштейн З. С. Ostracoda пресных вод. Фауна СССР, ракообразные, т. 2, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1947.

Великовская Е. М. Развитие рельефа Южного Алтая и Калбы и глубокие золотоносные россыпи.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1946, т. 21.

Даревский И. С. и Чумаков И. С. Новый плейстоценовый вид ящерицы *Ablepharus* из Рудного Алтая.— Палеонтологический журнал, 1962, № 1.

Девяткин Е. В. Закономерности накопления кайнозойских отложений в условиях молодых тектонических движений (на примере Юго-Восточного Алтая). Автореферат диссертации. М., 1963 (Геол. ин-т АН СССР).

Курдюков К. В. и Смеловская М. М. Третичные отложения южной части Зайсанской котловины.— Вопросы геологии Азии, т. 1, 1954.

Линдгольм В. А. Моллюски из среднеплейстоценовых (пресноводных) отложений Западной Сибири.— Труды Всес. геол.— развед. объединения, вып. 238, 1932.

Лихарев Н. М. и Раммельмайер Е. С. Наземные моллюски СССР. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Мартинсон Г. Г. Письмо в редакцию. О статье И. С. Чумакова «Об остатках морских диатомей в континентальных кайнозойских отложениях Рудного Алтая и границе палеогенового моря на юге Западной Сибири».— Доклады АН СССР, 1959, т. 3.

Нехорошев В. П. Краткий геологический очерк территории Большого Алтая.— В сб.: «Большой Алтай». Л., 1934.

Нехорошев В. П. Объяснительная записка к геологической карте бассейна верхнего плеса Иртыша (Большого Алтая). Л., 1936.

Никитюк Л. А. История формирования долины р. Иртыша на стыке Алтая и Западно-Сибирской низменности.— Тезисы докладов Всес. междувед. совещания по изуч. четверт. периода. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 45, 1960.

Никифорова К. В. и Алексеева Л. И. О границе неогена и антропогена в связи с вопросом о расчленении плиоцена.— Тезисы докладов Всес. Междувед. совещания по изуч. четверт. периода. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Розен Б. Ф. Рыхлые отложения и история формирования рельефа Западного Алтая.— Известия Всес. геогр. об-ва, 1956, № 3.

Савинов П. Ф. Извлечение костей мелких ископаемых позвоночных промывкой вмещающей породы.— Материалы по истории фауны и флоры Казахстана, т. 3. Алма-Ата, 1961.

Семенов А. И. К вопросу о возрасте красно-бурых глин юго-восточной части Рудного Алтая.— Сб. ВСЕГЕИ, 1947, № 7.

Сигов А. П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1954, т. 29, вып. 3.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Флеров А. К., Каюпов Г. А. и др. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Чумаков И. С. Кайнозойские отложения Рудного Алтая.— Тезисы докладов Всес. междувед. совещания по изуч. четверт. периода. М., Изд-во АН СССР, 1957а.

Чумаков И. С. Кайнозойские отложения северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Всес. аэрогеологического треста, вып. 3, 1957б.

Чумаков И. С. К стратиграфии континентальных третичных отложений северо-западной части Рудного Алтая. Труды Моск. геол.-развед. ин-та им. С. Орджоникидзе, т. 32, 1958а.

Чумаков И. С. Об остатках морских диатомей в континентальных кайнозойских отложениях Рудного Алтая и границе палеогенового моря на юге Западной Сибири.— Доклады АН СССР, 1958б, т. 121, № 3.

Чумаков И. С. К методике палеонтологических исследований континентальных отложений.— Материалы по истории фауны и флоры Казахстана, т. 3. Алма-Ата, 1961а.

Чумаков И. С. К методике палеонтологических исследований антропогеновых отложений.— Вопросы геологии антропогена (к VI конгрессу INQUA в Польше в 1961 г.). М., Изд-во АН СССР, 1961б.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXII

И. С. ЧУМАКОВ, О. Д. ЯРМИЗИН,
Г. Н. НОВИКОВ и С. А. МАКАРОВСКИЙ

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЛЕНИНОГОРСКОЙ ВПАДИНЫ НА РУДНОМ АЛТАЕ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Лениногорская впадина [1] расположена в северо-восточной части Рудного Алтая, близ его границы с Горным Алтаем. Вытянутая в широтном направлении, она резко ограничена с юга Ивановским и Проходным белками (абс. отметки 1300—2500 *м*) системы Ивановского хребта; гряды низких гор, прилегающих к впадине с севера, в целом имеют довольно мягкие очертания и полого поднимаются к белку Синюхе (до 2000 *м*), расположенному в 40—50 *км* от впадины и являющемуся частью Убинского хребта. Впадина имеет ширину до 5—7 *км* и переходит на западе в узкую долину р. Ульбы, где и заканчивается на месте ее крутой излучины.

Восточная граница впадины недостаточно ясна; вероятно, продолжением впадины является вся узкая (до 1,0—1,5 *км*) полоса, широтно протягивающаяся к долине р. Белой Убы вдоль подножия Ивановского белка.

Поверхность впадины выровненная, полого наклоненная к западу-северо-западу; ее абсолютные высоты колеблются от 1000 *м* на востоке до 600 *м* на западе.

Резко возвышающийся над впадиной Ивановский белок, увенчанный самой высокой в Рудном Алтае вершиной (2776 *м*), имеет типичный альпийский рельеф. Приводораздельная его часть изрезана глубокими карами и трогами, разделенными узкими гребнями, ниже — по склонам широко развиты крупноглыбовые россыпи и каменные реки. Водораздельная часть более низкого Проходного белка образована слабо всхолмленной древней поверхностью выравнивания, резко обрывающейся небольшими карами в долину р. Громотухи.

По территории впадины протекают реки Громотуха, Тихая, Быструха, Журавлиха и Филипповка. При слиянии они образуют р. Ульбу — правый приток Иртыша.

Кайнозойские отложения, выполняющие Лениногорскую впадину, до недавнего времени были слабо изучены, а взгляды ряда исследователей на происхождение впадины и выполняющих ее осадков долго находились под влиянием широко распространенных представлений о больших масштабах оледенения Алтая.

Первое краткое описание кайнозойских отложений Лениногорской впадины сделано Н. Н. Куреком (1932). Им были выделены современные и древние «наносные отложения». Н. Н. Курек высказывает предположение о том, что «в эпоху оледенения (или оледенений) Алтая большая часть гор в описываемом районе, несомненно, была покрыта ледниками» (стр. 9).

М. С. Кельманский (1935), используя данные бурения в долине р. Филипповки, выделяет здесь две толщи ледниковых глин (морены) и три толщи гравийно-галечников (флювиогляциальные отложения).

[1] В литературе прежних лет она часто упоминается под названием Риддерской впадины или Риддерской долины.

Позднее Н. Н. Курек (1939), ссылаясь на М. С. Кельманского, также указывает на наличие во впадине ледниковых отложений. Им же отмечены первые находки костей млекопитающих и наземных моллюсков в лёссах, датируемых постплиоценом (без уточнений).

В. П. Нехорошев (1941) приходит к выводу, что накопление мощной толщи четвертичных отложений в Лениногорской впадине обязано юным тектоническим движениям, обусловившим «...подпруду Риддерской долины и ее последующее погребение» (стр. 822).

А. И. Москвитин (1946), используя данные М. С. Кельманского и других, а также изображения геологической карты (в масштабе 1 : 500 000, 1942), относит Лениногорскую депрессию к одному из ледоемов Алтая. Отсюда ледник, по его мнению, спускался «... еще ниже по р. Ульбе, до ее поворота на юг» (стр. 145—146).

В. Б. Сочава (1946), рассматривая вопросы древнего и современного оледенений хребта Холзун [1], приходит к выводу, что значительность размеров древних оледенений здесь ничем не доказывается.

Н. И. Кригер (1956) описал некоторые свойства лениногорских лёссов в связи с деятельностью современных и древних червей.

Г. И. Щерба (1957) приводит несколько дополненную схему М. С. Кельманского, отмечает наличие во впадине мощной коры выветривания. Сама впадина, по его заключению,— «древняя тектоническая ледниковая долина» (стр. 7).

В том же году И. С. Чумаков (1957а, б) привел новые данные о строении кайнозойских отложений впадины и указал на находки разнообразной фауны в «моренах» Кельманского. После проведения институтом Гидропроект большого комплекса исследований во впадине, Е. В. Девяткин и И. С. Чумаков (Девяткин и др., 1961) отмечают верхнеплиоценовый — плейстоценовый возраст выполняющих ее осадков и вновь указывают на отсутствие каких-либо данных для выделения в разрезе ледниковых образований и отнесения самой впадины к одному из ледоемов.

Н. И. Кригер и И. С. Чумаков (Кригер, Чумаков, Терехина, 1961) описывают лёссовые породы Лениногорской впадины.

И. С. Даревский и И. С. Чумаков (1962) опубликовывают заметку о новом виде ископаемой ящерицы из отложений впадины, ранее отнесенных к морене, и одновременно приводят некоторые данные о возрасте вмещающих находку осадков.

Исследования, проведенные в последние годы в Лениногорской впадине и в прилегающих к ней районах, позволили авторам настоящей статьи выявить основные черты строения выполняющих впадину образований и ее геологической истории в неогене и плейстоцене.

Погребенное под кайнозойскими осадками дно и борта впадины сложены палеозойскими породами, нарушенными рядом разломов. Наиболее крупные из них — Северный надвиг и разлом Обручева (он же Южный разлом), оба субширотного простирания. Первый из них, в большей части скрытый под кайнозойскими отложениями и прослеженный рядом скважин, по-видимому, нечетко выражен в погребенном рельефе (местами с ним совпадают отрицательные формы) и, судя по геологическим данным, в послепалеозойское время не испытывал повторных подвижек. Взброс Обручева отмечен в рельефе четкой морфологической границей, прямолинейно вытянутой вдоль подножия Ивановского и Проходного белков, поднятых над впадиной на 1500—1800 *м*.

Предположительно указанный В. А. Обручевым (1915) этот разлом сравнительно недавно получил полное подтверждение в результате буровых работ. Заложенный, вероятно, в варисскую фазу тектогенеза, он обновлялся в кайнозое (а возможно, и в мезозое), и, как мы увидим ниже,

[1] В. Б. Сочава относит Ивановский белок к системе хребта Холзун.

подвижки по нему четко фиксируются и в плейстоцене. В результате подвижек к югу от разлома сформировался поднятый блок Ивановского хребта (белки: Ивановский, Проходной, Холодный и ряд других), являющийся водосбором рек Громотухи и Быструхи; к северу от этого разлома формировался опущенный блок — собственно впадина и территория, являющаяся водосбором рек Филипповки, Журавлихи и Тихой.

Особенности строения толщи кайнозойских пород впадины прямо зависят от принадлежности формирующих их водотоков к водосборам того или иного блока.

Рельеф палеозойского основания Лениногорской впадины образован системой погребенных долин древних рек и разделяющих их водоразделов.

Как следует из рис. 7 И. С. Чумакова[1], в наиболее широкой части впадины основные черты современной гидросети существенно отличаются от конфигурации древних погребенных долин. Лишь по мере приближения к ее горному обрамлению контуры погребенных долин все более приближаются к положению долин современных рек и в горной части района полностью совпадают. Водоразделы погребенных долин в пределах впадины в большей своей части скрыты под покровом кайнозойских отложений и лишь местами выходят на дневную поверхность в виде отдельно стоящих сопок (Круглая, Парковый Соколок, Чащевитка).

В западной части впадины погребенные долины главных рек — пра-Быструхи, пра-Филипповки и пра-Журавлихи — открываются в долину пра-Громотухи, которая после слияния с пра-Тихой дает начало погребенной долине пра-Ульбы. Восточное продолжение впадины, установленное у северного подножия Ивановского белка, образовано погребенной долиной пра-Быструхи и ее небольшими притоками.

Наибольшие мощности кайнозойских осадков во впадине приурочены к осевым частям погребенных долин, и их максимум зафиксирован в долинах пра-Быструхи до 300 *м* и пра-Громотухи — до 250 *м*.

К самым древним рыхлым образованиям в рассматриваемом районе следует отнести кору выветривания, сохранившуюся как под осадками, выполняющими впадину, так и на склонах сопок под маломощным чехлом делювия. Г. И. Щерба (1957) указал на кору выветривания мощностью в 20—30 *м*. Нашими работами подтвердилось широкое развитие коры выветривания каолинового типа, особенно по гранитоидам и кварцевым альбит-порфирам. Максимальная ее мощность была вскрыта в зоне Северного надвига — до 40—50 *м*.

По-видимому, во всех случаях мы имеем дело с корнями древней коры выветривания, аналогичной описанной ранее И. С. Чумаковым (1957а, 1958) как мезозойско-палеогеновая (?) для расположенного вблизи Лениногорска Мало-Голушинского месторождения огнеупорных глин.

На эродированной поверхности палеозойских отложений и часто на коре выветривания залегает толща, относимая нами к верхнему плиоцену. В большинстве погребенных долин опущенного блока она плохо сохранилась в результате размыва и устанавливается лишь в их прибортовых частях, вблизи невысоких водоразделов и в балочных понижениях. Здесь в разрезе толщи преобладают пестрые — коричневых, зеленых, красных тонов — глины с прослоями песков, гравия и гальки, дресвы и щебня. В погребенных долинах крупных рек эта же толща содержит более грубые осадки — пески, гравий, гальку и валуны с глинистым материалом в заполнителе, в прослоях и линзах. Наряду с пестрой окраской глин обычны и их желтые и белесоватые разности. С приближением к склонам возвы-

---

[1] См. статью «Верхнеплиоценовые (эоплейстоценовые) отложения Рудного Алтая» в настоящем сборнике.

шенностей аллювиальные фации замещаются красно-бурыми и вишнево-красными делювиальными глинами[1].

Нижнеплейстоценовые отложения повсеместно выполняют погребенные долины Лениногорской впадины, залегая со следами резкого размыва на породах верхнего плиоцена. В долине пра-Филипповки, водосбор которой ограничен сопками и низкими горами, осадки нижнего плейстоцена — существенно глинистые с подчиненными прослоями песков. Глины в основной массе коричневые, в мощных (до 15—25 *м*) прослоях серые до темно-серых, обогащенные углифицированным растительным детритом и неравномерно пиритизированные. Они содержат многочисленные остатки фауны моллюсков, остракод, реже обломки костей позвоночных. Как и в небольших долинах предгорий Рудного Алтая, рассматриваемая аллювиальная толща пра-Филипповки, по-видимому, сформирована за счет активного выноса в ее долину из боковых притоков и со склонов пролювиального и делювиального глинистого материала. Замещение аллювиальных фаций пролювиально-делювиальными обычно прослеживается при приближении к склонам долины и вблизи устьев небольших логов — притоков древней реки.

У подножия Ивановского белка нижнеплейстоценовые осадки представлены главным образом отложениями пролювиального и делювиального генезиса. Коричневые глины, обогащенные неравномерно распределенным в них дресвяным, щебнистым и глыбовым материалом, формируют здесь мощный шлейф. Лишь вблизи долины современной Быструхи пролювий и делювий замещаются валунно-галечным аллювием, содержащим в мощных прослоях серые и темно-серые слоистые глины с растительным детритом, аналогичные вскрытым в долине пра-Филипповки.

Аллювиальные осадки пра-Быструхи и пра-Филипповки на западе впадины постепенно замещаются хорошо окатанными и сортированными валунно-галечниками пра-Громотухи.

Максимальная мощность описанных отложений достигает 200 *м*.

Извлеченные из этой толщи остатки мелких млекопитающих определены И. М. Громовым и оказались принадлежащими *Mimomis* sp., *M.* cf., *pliocaenicus, Pliomys* sp., *Lagurodon (Prolagurus?), Lagomorpha* gen.?, *Leporidae* gen.? Остатки ящерицы, по данным И. С. Даревского (Даревский, Чумаков, 1962), принадлежат новому виду *Ablepharus borealis*. Остатки рыб определены Е. К. Сычевской как *Esox* sp., *Abramis* sp., *Chondrostoma* sp.

По данным Я. И. Старобогатова, моллюски представлены наземными формами из родов *Succinea, Pupilla, Vallonia, Cochlicopa* и пресноводными из родов *Armiger, Gyraulus, Pisidium*.

Ископаемые остракоды из этой же толщи определены Г. Ф. Шнейдер как *Ilyocypris bradyi* Sars., *Eucypris pseudosubglobosa* Schneid., *Zonocypris membrana* (Liv.), *Candona candida* Müll., *Candona* ex. gr. *caudata* Kaufmann, *Candoniella subellipsoida* (Sharap.), *Limnocythera* sp.

Палинологический анализ, проведенный Л. В. Курьеровой, показал присутствие в осадках этой толщи пыльцы смешанного типа. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца хвойных — *Abies, Picea, Pinus*, присутствует пыльца *Betula* и широколиственных — *Ulmus, Tilia, Quercus, Fagus*, Juglandaceae. Среди пыльцы травянистых растений преобладает пыльца Chenopodiceae, Artemisia, реже разнотравья — Compositae, Plumbogenaceae, Ranunculaceae, Umbelliferae, Labiatus, Rosaceae. Присутствуют также зерна Gramineae и *Ephedra*.

Для определения возраста толщи наибольшее значение имеют находки остатков млекопитающих, которые позволяют определенно датировать её

[1] Схема распространения описываемых осадков в Лениногорской впадине приводится в статье И. С. Чумакова «Верхнеплиоценовые (эоплейстоценовые) отложения Рудного Алтая» в настоящем сборнике (см. рис. 7); там же изложены соображения об отнесении описываемой толщи к верхнему плиоцену (вторушкинская свита).

нижним плейстоценом. В этом отношении наиболее показательно присутствие остатков грызунов из рода *Pliomys*, характерных, судя по схеме М. Кретцоя (Kretzoi, 1961) только для бихария Венгрии (кромер Западной Европы) и *Lagurodon (Prolagurus)*, характерных для самых верхов виллания и всего бихария. Остальная фауна, и в первую очередь остатки *Mimomys* исключают более молодой возраст рассматриваемых отложений.

Вся приведенная фауна моллюсков и остракод широко известна в плейстоценовых отложениях Союза и не противоречит сделанным выводам.

Л. В. Курьерова в результате анализа палинологических остатков заключает, что формирование вмещающих пыльцу отложений происходило в условиях теплого умеренного климата и высказывает предположение об их нижнеплейстоценовом возрасте. В то же время приведенный пыльцевой спектр указывает на определенную вертикальную поясность ландшафтов района Лениногорской впадины. Таким образом, как и грубообломочный материал, так и данные палинологического анализа указывают на существование в нижнем плейстоцене горного обрамления впадины.

Среднеплейстоценовые отложения на значительной территории впадины представлены существенно грубообломочными отложениями — чаще всего хорошо окатанными валунно-галечными накоплениями, содержащими редкие прослои супесей и суглинков. Залегая со следами четкого (но неглубокого) размыва на осадках нижнего плейстоцена, они не только выполняют погребенные долины древних рек, но и почти полностью перекрывают в пределах Лениногорской впадины их водоразделы. Положение кровли этой толщи, восстановленное с помощью многочисленных шурфов и скважин, а также характер слагающих ее осадков показывают, что бо́льшая часть впадины заполнена материалом, принесенным сюда среднеплейстоценовой Громотухой. Крупные валуны и галька этой реки образуют огромный, обращенный к северу конус выноса. Последний смыкается на востоке с меньшим по размеру конусом, сложенным валунами и галькой, принесенными водами Быструхи. Эти конусы выноса оттеснили пра-Филипповку и пра-Журавлиху к северной окраине впадины, где ныне расположены современные долины указанных рек. Среднеплейстоценовый аллювий этих рек, образованный валунно-галечником, уступающим, однако, в размерах обломков материалу, принесенному во впадину Громотухой и Быструхой, хорошо прослеживается скважинами под голоценовыми осадками р. Тихой на участке между сопкой Круглой и первыми скальными выступами северного обрамления впадины.

На широтном отрезке долины р. Быструхи последняя также была оттеснена к северу, к подножию Срединного Водораздела, щебнисто-глыбовым и суглинистым пролювием и делювием, сносившимися с северного склона Ивановского белка, в результате чего среднеплейстоценовая Быструха заняла положение, близкое к современному.

Таким образом, с накоплением во впадине толщи преимущественно грубообломочных среднеплейстоценовых осадков, принесенных сюда главным образом со стороны гор поднятого блока Ивановского хребта, связано полное перераспределение древней гидросети внутри депрессии.

Мощность описанных отложений обычно изменяется в пределах от 25—30 до 50—60 *м*. Их возраст устанавливается как среднеплейстоценовый по аналогии со смежными районами Рудного Алтая, где древние галечники, залегающие в сходных геологических условиях — на осадках нижнего плейстоцена и под более молодыми лёссами, охарактеризованы типичной хазарской фауной.

Выше лежащая толща представлена лёссами. Слагая обширный шлейф, они образуют современную полого наклоненную к северо-западу поверхность впадины, нивелируют собой все неровности кровли среднеплейстоценовых галечников и в значительной мере перекрывают склоны отдельных останцов и подножия прилегающих к впадине гор.

Лёссы, вскрытые многочисленными горными выработками и карьерами, обнаруживают в целом однообразное строение. Представленные коричневыми до светло-коричневых и палевых суглинками, макропористыми, карбонатными, с характерной столбчатой отдельностью, они содержат до двух (по данным других исследователей — до трех) горизонтов ископаемых почв.

На западе впадины в стенках карьеров, в средней части лёссовой толщи, прослежены маломощные и хорошо выдержанные прослои тонкозернистых песков. У подножий гор лёссы обогащаются обломочным материалом и постепенно переходят в щебнистые средние и тяжелые суглинки. Последние выше по склонам замещаются щебнисто-глыбовыми образованиями. Мощность лёссов обычно не превышает 15—20 *м* и резко возрастает на северных более пологих склонах отдельных, возвышающихся над равниной останцов Б. Ф. Розен (1956) полагал, что накопление более мощных лёссов на северных склонах возвышенностей Западного Алтая обязано господствующим ветрам южного направления. Не отрицая влияния этого фактора на особенности накопления лёссов, мы все же считаем, что различия в их мощностях на северном и южном склонах объясняются прежде всего разной интенсивностью процессов смыва и эрозии, протекающих наиболее активно в периоды весеннего снеготаяния.

Принесенный во впадину эоловый материал, по-видимому, переотлагался с участием временных водотоков и в результате плоскостного смыва. Это, вероятно, и обусловило общий делювиально-пролювиальный облик толщи, подчеркнутый постоянным присутствием в лёссах пресноводной малакофауны и остракод. Первичный эоловый генезис еще более выявляется присутствием лёсса на сопках среди впадины. Отмечая этот факт, Н. И. Кригер и И. С. Чумаков (Кригер, Чумаков, Терехина, 1961) пишут: «Полное отсутствие здесь пресноводной фауны и широкое развитие наземных форм, особенно многочисленных колоний пупилид, не противоречит этому» (стр. 111).

Н. И. Кригер и И. С. Чумаков приводят список костных остатков из лениногорских лёссов. Это *Equus caballus fossilis* L., *Bos priscus*, бивни мамонта, череп козы (сборы Н. Н. Курека, определение А. Н. Рябинина), *Elephas* sp., *Bison* sp., *Equus* sp., *Cervus canadensis, Cervus* sp. (определения В. И. Громова и Э. А. Вангенгейм). Приведенная фауна имеет верхнеплейстоценовый облик. Однако все лёссы в целом относятся нами к верхней части среднего плейстоцена — верхнему плейстоцену, поскольку в смежных районах Рудного Алтая нижняя часть лёссовой толщи в ряде случаев охарактеризована представителями хазарской фауны (Чумаков, 1957а; Кожамкулова, 1961), а ее большая верхняя часть содержит остатки фауны мамонтового комплекса. Дополнительно к перечисленным Н. И. Кригером и И. С. Чумаковым видам и родам малакофауны мы приводим список определенных Г. Ф. Шнейдер остракод: *Ilyocypris bradyi* Sars., *Cypris pubera* Müll., *Eucypris inflata* Sars., *Cyclocypris laevis* Müll., *Candona candida* Müll., *C. neglecta* Sars., *C.* sp., *Candoniella albicans* (Br.), *Limnocythera postconcava* Neg. Указанные здесь виды широко известны в плейстоценовых отложениях Союза. Следует отметить, что для большинства из них З. С. Бронштейном (1947) указана высокая сопротивляемость пересыханию и вымерзанию.

Лёссовая толща прорезана долинами рек, в пределах которых наблюдаются вложенные в нее низкие террасы — пойма, высокая пойма. Последние сложены валунно-галечниковыми и глинистыми осадками. Отложения низких террас залегают в днищах долин прямо на среднечетвертичном аллювии и отличаются от него главным образом значительным содержанием песчано-глинистого заполнителя. Мощность этих отложений, которые по аналогии со смежными районами датируются нами верхней половиной верхнего плейстоцена — голоценом, достигает 7—10 *м*.

Проявления альпийской и новейшей тектоники в Лениногорской впадине изучены еще не полно. Г. Н. Щерба (1957) указывает, что, кроме широтного разлома Обручева, альпийские разломы проявились и в виде крупных меридиональных нарушений, к которым якобы приурочены долины рек Журавлихи, Большой и Малой Таловок и др. К альпийским нарушениям этим исследователем отнесена также часть секущих трещин рудного поля, сопровождающихся неминерализованными брекчиями.

Проведенное в последние годы бурение подтвердило существование разлома Обручева. В восточной части впадины одна из скважин, по-видимому, так и не вышла из зоны разлома, встретив брекчированные и сильно измененные породы среднего девона. На западе впадины результаты бурения скважины, заложенной у подножия Проходного белка (в долине р. Громотухи), оказались весьма интересными (рис. 1). Ниже мы приводим полный разрез скважины (сверху вниз):

1. Валунно-галечные отложения	до 17 *м*
2. Зона дробления метаморфических сланцев .	» 40 »
3. Метаморфические сланцы нижнего палеозоя	» 153 »
4. Зона дробления метаморфических сланцев	» 157 »
5. Валунно-галечные отложения . .	» 166 »
6. Глинистые сланцы среднего девона	» 173 »
7. Зона дробления девонских сланцев	» 179 »
8. Глинистые сланцы среднего девона	» 194 »
9. Глины верхнеплиоценовые пестроцветные (красновато-коричневые и серовато-зеленые) с включениями дресвы и щебня кварца и глинистых сланцев, с зеркалами скольжения	» 220 »
10. Валунно-галечные отложения с прослойками пестроцветных глин	» 233 »
11. Кварцевые альбитофиры среднего девона .	» 275 »

Из приведенного разреза видно, что в интервале глубин 153—233 *м* происходит чередование нижнепалеозойских, среднедевонских и верхнеплиоценовых (и, вероятно, нижнеплейстоценовых) образований. Это вызвано блоковым перемещением части подножия Проходного белка с разрывом сплошности слоев и образованием круто падающего к югу взброса, сопровождаемого мощной тектонической зоной. Амплитуда взброса, по-видимому, достигает 150 *м*. Вовлечение верхнеплиоценовых пестроцветных отложений в зону разлома явно указывает на то, что энергичные подвижки произошли в постплиоцене — скорее всего в среднем плейстоцене.

Несколько выше по р. Громотухе (на субмеридиональном отрезке ее течения), в левом — почти вертикальном — борту долины наблюдается серия открытых трещин, ориентированных параллельно рассматриваемому взбросу (перпендикулярно борту долины) и также круто падающих к югу. Вероятно, и в данном случае мы наблюдаем отражение напряжений, возникших в связи с подвижками по главному разлому.

Воздымание блока Ивановского и Проходного белков находит свое отражение и в строении долины р. Ульбы на отрезке от слияния рек Тихой и Громотухи до крутой излучины между пос. «2-ой район» и ст. Ульбастрой. Здесь в левом борту долины фиксируется надпойменная цокольная терраса (высота до 8—12 *м*). Долины же всех небольших левых притоков Ульбы оказываются подвешенными, в то время как правобережные долины переуглублены и их коренные ложа погребены под покровом мощных плейстоценовых и, вероятно, верхнеплиоценовых осадков. На весьма различных гипсометрических уровнях оказывается и древняя поверхность выравнивания правобережья и левобережья Ульбы. Так, поверхность выравнивания, прекрасно сохранившаяся на Проходном белке, поднята относительно ее правобережного участка более чем на 1 *км*.

Несомненно, что с проявлениями дизъюнктивных дислокаций связано и появление выступа в продольном профиле коренного ложа долины

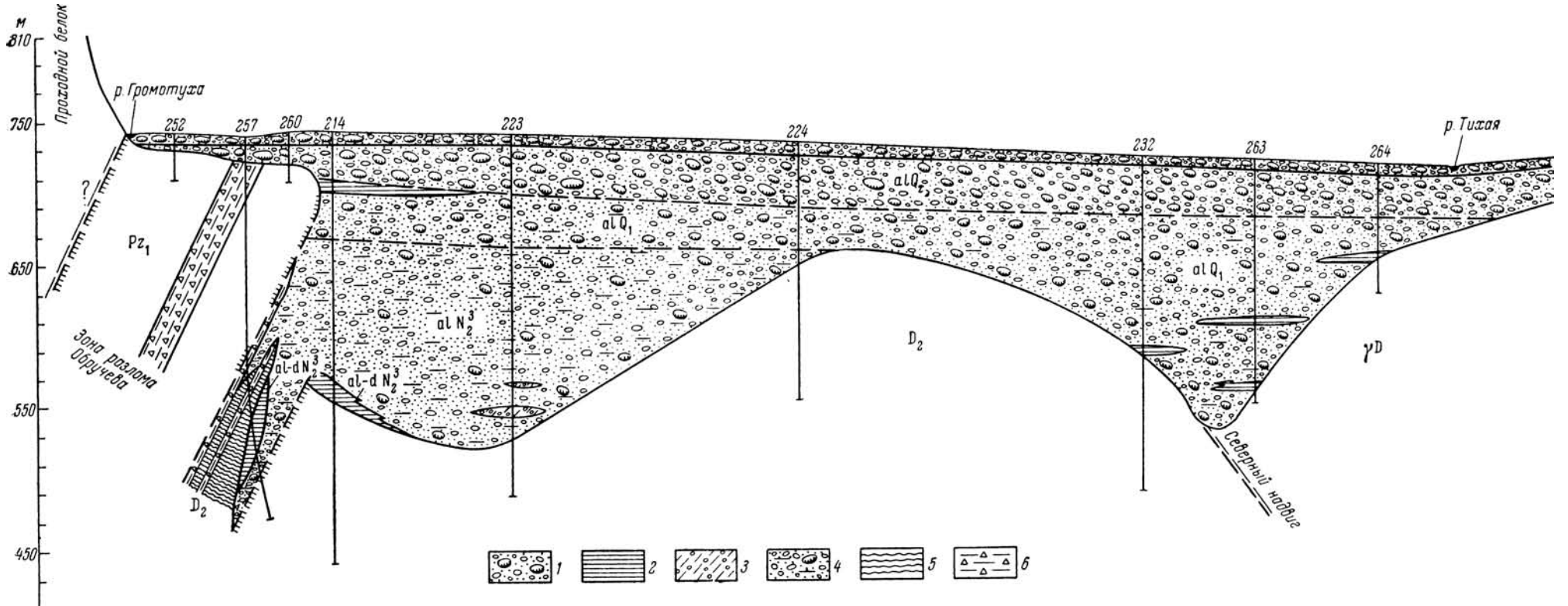


Рис. 1. Разрез через долину р. пра-Громотухи до склонов Проходного белка

1 — валунно-галечные отложения с песчаным заполнителем; *2* — глины; *3* — суглинок с включениями гальки; *4* — галечные отложения с песчано-глинистым заполнителем; *5* — глинистые сланцы; *6* — зоны дробления

р. Ульбы в месте начала ее крутой излучины. Коренные породы, которые слагают здесь дно реки или скрыты под маломощным аллювием, образуют предположительно указанный ранее Н. Н. Куреком (1939) порог (рис. 2), отделяющий Лениногорскую впадину от сильно переуглубленного (по данным вертикального электрозондирования до 200 *м*) отрезка долины р. Ульбы на участке ст. Ульбастрой — ст. Черемшанка.

По-видимому, план дизъюнктивных дислокаций на этом участке сложен и не ограничивается одним главным разломом.

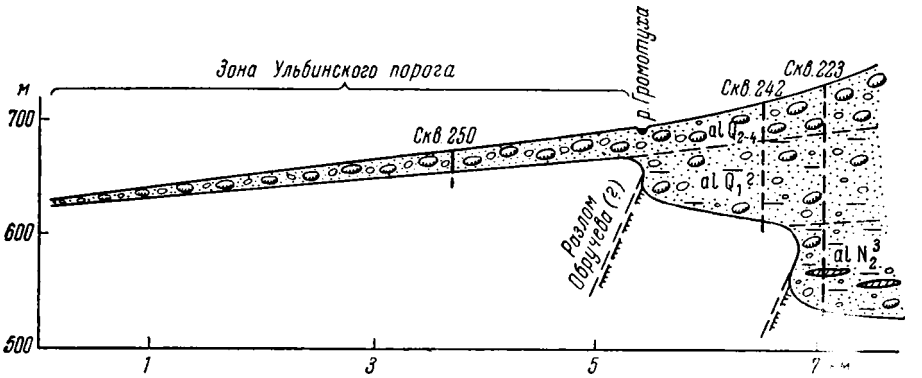


Рис. 2. Продольный профиль по долинам рек Громотухи и Ульбы в зоне Ульбинского порога.

Условные обозначения см. на рис. 1

Ниже Ульбинского порога продолжение взброса Обручева прослеживается вдоль всего широтного, в целом прямолинейного и сильно переуглубленного отрезка долины р. Ульбы. Как и в рассмотренном выше случае, по левому борту здесь наблюдаются обрывки 10—12-метровой террасы, долины притоков подвешены, в то время как на правом берегу долины притоков сильно переуглублены (мощность аллювия в долине р. Батучихи, по данным вертикального электрозондирования, превышает 100 *м*). Весьма резкая разница отмечается и в положении древних поверхностей выравнивания на левом (Холодный белок) и правом берегах Ульбы.

Лениногорская впадина расположена на месте древнего грабена, заложенного в процессе варисской складчатости и ограниченного с севера и юга крупными разломами. В отрезке времени с конца палеозоя до палеогена этот район, как и вся территория Алтая, подвергался интенсивной денудации (мезозойские и чаще палеогеновые осадки сохранились только в отдельных тектонических депрессиях Горного Алтая). Сформированный к концу палеогена рельеф, по-видимому, был близок к сопочному с отдельными крупными останцовыми горами, подобному рельефу территории, расположенной к северо-северо-востоку от впадины. О большой древности рельефа этой территории свидетельствует кора выветривания каолинового типа, хорошо сохранившаяся на ряде ее участков.

Конец палеогена здесь, как и во всем горном обрамлении Западно-Сибирской впадины, вероятно, был отмечен подвижками, обновившими Южный разлом с некоторым воздыманием блока на месте будущих белков: Ивановского, Проходного и др.

Конец неогена, зафиксированный в Лениногорской впадине мощной толщей осадков, существенно грубообломочных в долинах с водосборами в поднятом блоке и преимущественно глинистых в долинах опущенного блока, свидетельствует о существенной деформации рельефа этого времени. Последняя отражает движения по главному тектоническому нарушению района — разлому Обручева, проявившиеся в плиоцене. Анализ

осадков нижнего плейстоцена свидетельствует о еще более значительных поднятиях, захвативших большую территорию к югу от разлома Обручева. Изложенное полностью согласуется с выводами В. П. Нехорошева (1959) о том, что тектонические движения конца плиоцена — начала плейстоцена «...были, по-видимому, наиболее интенсивными из всех проявившихся в кайнозое» (стр. 132).

Однако из-за отсутствия данных глубокого бурения по впадине и ее бортам (они получены только в последние годы) В. П. Нехорошев пришел к выводу, что Лениногорская депрессия образовалась в результате среднеплейстоценовых тектонических подвижек.

Первая половина среднеплейстоценового времени отмечена во впадине как существенными изменениями в общей климатической обстановке, так и новыми проявлениями дизъюнктивной тектоники. Исключительно грубообломочный материал, приносившийся во впадину всеми реками, независимо от их положения в поднятом или опущенном блоках, свидетельствует о резком увлажнении климата, активизации эрозии и изменении динамики потоков. В продолжающиеся подвижки по взбросу Обручева вовлекаются плиоценовые и нижнеплейстоценовые осадки.

С тектоническими проявлениями в среднем плейстоцене, вероятно, связано и образование Ульбинского порога. Эта естественная перемычка, возникшая при выходе из впадины, видимо, и обусловила весьма слабый размыв осадков нижнего плейстоцена и заполнение всей впадины однообразным валунно-галечниковым материалом. В среднем плейстоцене горное обрамление поднятого блока впадины испытывает дополнительные движения положительного знака, что, однако, не меняет общей картины, сложившейся к концу нижнего плейстоцена, а внутри самой депрессии происходит полное перераспределение гидрографической сети.

Начавшееся во второй половине среднего плейстоцена оледенение горных областей Алтая отмечено во впадине накоплением лёссов, возможно, двух генераций, соответствующих двум оледенениям — среднеплейстоценовому и верхнеплейстоценовому. Первое из них фиксируется мореной покровного типа в верховьях р. Громотухи близ Верх-Ульбинского водохранилища (Чумаков, 1957а). Второе оставило следы на прилегающих к впадине белках в виде свежих каров, трогов и крупноглыбовых морен. Верхнеплейстоценовые ледники Ивановского и Проходного белков локализовались только в пределах каров, висячих трогов и не достигали впадины. При выходе на крутые склоны белков ледники раскалывались и сползали вниз в виде глыб. Последние, попав к подножию склонов в иные климатические условия, уже не могли спаяться в новый ледник. В данном случае этот процесс протекал аналогично описанному В. В. Ламакиным (1935, стр. 19) для ледников Тункинских гольцов в Прибайкалье. Обширные свежие «каменные моря» и курумы, покрывающие всю верхнюю часть склонов белков и глубоко вдающиеся языками к их подножиям (у южной периферии впадины), свидетельствуют об активных процессах морозного выветривания и солифлюкции, еще недавно широко развитых в горной области Рудного Алтая.

Конец верхнего плейстоцена и начало голоцена отмечены во впадине оживлением эрозионной деятельности рек. Лёссы оказываются размытыми на всем ее крайнем западе, а в междуречье Тихой и Громотухи, где на месте обширной поймы они залегали сплошным покровом (останец лёссов в Тишинском бору был описан Н. Н. Куреком, 1932), значительная часть лёссов и частично кровля подстилающих их древних галечников были размыты водами рек Быструхи, Журавлихи и Филипповки. Последние формировали здесь низкие террасы, вложенные в толщу лёссов.

На прилегающих к впадине белках в то же время происходило постоянное отступание ледников, большинство из которых на сегодня закончило свое существование. По данным М. В. Тронова (1949), в Лениногорском

районе зафиксировано несколько реликтовых ледников в карах Ивановского белка. М. В. Тронов указывает на самое низкое для всего Алтая положение снеговой линии на этом белке — всего 2300 *м*. Последнее обстоятельство можно объяснить только орографическим положением этого самого высокого в Рудном Алтае хребта, который, будучи весьма удаленным от сходных по высоте хребтов Горного Алтая, образует первую преграду влажным ветрам северо-западных румбов. В связи с этим Лениногорский район является своеобразным полюсом влажности для всей азиатской части Союза. Наблюдавшийся здесь максимум осадков достигает 2100 *мм* в год при средней величине, близкой к 1600—1700 *мм*.

Несомненно, что тектонические подвижки в верхнем плейстоцене — голоцене также имели место. Вероятней всего, терраса, отмеченная нами на левом берегу Ульбы на высоте 8—12 *м* и приуроченная к поднимающемуся блоку, своим формированием обязана послеледниковым подвижкам.

Рядом исследователей район Лениногорской впадины отмечен как имеющий повышенную сейсмичность (Дервиз и Курек, 1927; Нехорошев, 1927, 1959; Горшков, 1949).

Г. П. Горшков, выделяя в южном обрамлении Западно-Сибирской впадины несколько участков, на площади которых постоянно возникают землетрясения, указывает среди них и риддерский (Лениногорский). В. П. Нехорошев приходит к выводу, что землетрясения на Рудном Алтае отражают новейшие движения этой территории, Б. А. Петрушевский (1955) также считает, что повышенная сейсмичность Рудного Алтая, связана с положением этой области в той части зоны герцинской складчатости, которая испытала наиболее длительное прогибание в течение палеозойского времени.

В заключение заметим, что история формирования Лениногорской впадины является одним из примеров проявлений новейших глыбовых перемещений, в целом еще слабо изученных, но, по-видимому, достаточно широко развитых на территории Рудного Алтая.

ЛИТЕРАТУРА

Бронштейн З. С. *Ostracoda* пресных вод. Фауна СССР, ракообразные, т. 2, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1947.

Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. М., Географиздат, 1949.

Даревский И. С. и Чумаков И. С. Новый плейстоценовый вид ящерицы *Ablepharus* из Рудного Алтая.— Палеонтологический журнал, 1962, № 1.

Девяткин Е. В., Ефимцев Н. А., Селиверстов Ю. П., Чумаков И. С. О так называемых ледоемах Алтая. Автореферат.—Бюлл. МОИП, 1961, № 3.

Дервиз В. М. и Курек Н. Н. Землетрясения на Алтае летом 1926 года.— Вестник Геол. ком-та, 1927, № 1.

Кельманский М. С. Напорные самоизливающиеся воды Риддерского района на Алтае и возможность их использования для целей водоснабжения.— Разведка недр, 1935, № 17.

Кожамкулова Б. С. Местонахождение ископаемых млекопитающих антропогена, вскрываемое гидромониторами.— Материалы по истории фауны и флоры Казахстана, т. 3. Алма-Ата, 1961.

Кригер Н. И. Некоторые вопросы инженерной биологии.— Природа, 1956, № 2.

Кригер Н. И., Чумаков И. С., Терехина Г. М. К характеристике лёссовых пород Рудного Алтая.— Труды Моск. геол-развед. ин-та им. С. Орджоникидзе, т. 37, 1961.

Курек Н. Н. Геологические исследования вдоль трассы железной дороги Риддер — Рубцово на Алтае.— Труды Всес. геол.развед. объединения, вып. 176, 1932.

Курек Н. Н. Геологическая карта Рудного Алтая; планшеты XI—2 и XI—1 (Риддер).— Материалы по геологии Рудного Алтая. Л., 1939.

Ламакин В. В. Прошлое рельефообразование в Тункинском Прибайкалье.— Землеведение, 1936, т. 37, вып. 1.

Москвитин А. И. Алтайские ледоёмы.— Известия АН СССР, 1946, № 5.

Нехорошев В. П. Землетрясения на Алтае и их связь с геологическим строением. Вестник Геол. ком-та, 1927, т. 2, № 7.

Нехорошев В. П. Геоморфологическая характеристика северных частей Восточного Казахстана.— Геология СССР, т. 20, ч. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1941.
Нехорошев В. П. Геология Алтая. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958.
Нехорошев В. П. Четвертичная тектоника Алтая.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, четверт. геология и геоморфология, вып. 2, 1959.
Обручев В. А. Алтайские этюды, ч. 2.— Землеведение, 1915, кн. 3, № 4.
Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Розен Б. Ф. Рыхлые отложения и история формирования рельефа Западного Алтая.— Известия Всес. геогр. об-ва, 1956, № 3.
Сочава В. Б. К современному и древнему оледенению Холзунского хребта (Западный Алтай).— Ученые записки Ленингр. гос. пед. ин-та, 1946, № 49.
Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая.— Записки Всес. геогр. об-ва, новая серия, т. 9, 1949.
Чумаков И. С. Кайнозойские отложения северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Всес. аэрогеологического треста, № 3, 1957а.
Чумаков И. С. Новые данные о геологическом строении Лениногорской депрессии на Рудном Алтае.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957б, № 6.
Чумаков И. С. К стратиграфии континентальных третичных отложений северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та им. С. Орджоникидзе, т. 32, 1958.
Чумаков И. С. Неогеновые и плейстоценовые отложения Рудного Алтая.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Щерба Г. Н. Геология лениногорского рудного поля.— В кн.: «Геология лениногорского и зыряновского рудных полей на Алтае». М., Госгеолтехиздат, 1957.
Kretzoi Miklòs. Stratigraphie und Chronologie. «Czwartozęd Europy środkowej i wschodniej» Część I, INQUA. VI kongres międzynarodowy, Warszawa, 1961.

Н. И. КРИГЕР

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛЁССА РУДНОГО АЛТАЯ

Вопрос о лёссе Рудного Алтая частично рассматривался автором в нескольких работах (Кригер 1956, 1961а, б, 1962; Кригер и Емельянова, 1953), а в статье, составленной совместно с другими исследователями (Кригер, Чумаков и Терехина, 1961), был дан общий очерк лёссовых пород Рудного Алтая. В дополнение к упомянутым работам в настоящей статье дается сравнение лёссов Рудного Алтая и Средней Азии и приводятся некоторые данные о происхождении алтайского лёсса.

Прежде всего необходимо отметить широкое распространение в Рудном Алтае типичного лёсса (Кригер, 1962) среди толщ лёссовых пород. Этот лёсс представляет собой желтовато-серый пылеватый суглинок, известковистый, неслоистый, пронизанный вертикальными канальцами, склонный обваливаться вертикальными глыбами. Даже по визуальным признакам от этого лёсса отличаются лёссовидные породы, обладающие слоистостью, содержащие прослои галечников и щебня, иногда лишенные вертикальных канальцев.

Наряду с этим надо отметить, что лёсс Рудного Алтая отличается от среднеазиатского лёсса рядом особенностей, связанных с более суровым и гумидным климатом, господствовавшим как во время седиментации лёссового материала, так и позже, вплоть до настоящего времени. В алтайском лёссе по сравнению со среднеазиатским лучше выражены горизонты ископаемых почв и признаки имевших место перигляциальных процессов; в гранулометрическом составе лёсса частицы 0,01—0,05 *мм* в большей мере представлены гранулометрическими агрегатами, влажность породы более высокая, а просадочные свойства развиты значительно слабее (Кригер, 1962; Кригер, Чумаков и Терехина, 1961).

Как известно, еще Б. Ф. Петров (1953) отметил сходство условий залегания алтайского и среднеазиатского лёсса: в обоих случаях лёсс приурочен к слабо наклонным предгорным поверхностям. Это сходство мы можем продолжить дальше, распространив его также на лёсс горных и равнинных долин и водоразделов.

Особенно интересно плащеобразное залегание лёсса с распространением его на вершины изолированных водоразделов. Такие явления описывались в Киргизском хребте (Кригер, 1951), на Десне в районе палеолитической стоянки «Бугорок» (Величко, 1961) и в других местах. Во всех этих случаях приходится допускать эоловое происхождение лёсса.

В Рудном Алтае водораздельный лёсс удалось наблюдать в пределах Зыряновской котловины на возвышенности, в склоне которой имеется карьер для добычи кирпичного сырья.

Зыряновская котловина ограничена сопками относительной высотой 150—250 *м*, за которыми следуют более высокие возвышенности. В котловине протекает р. Березовка (бассейн р. Бухтармы) и ее притоки — Вторушка, Маслянка и др. Дно котловины полого падает к р. Березовке. Котловина до глубины 100—150 *м* ниже уреза р. Березовки сложена кай-

нозойскими отложениями. В нижней их части залегают красноцветные глины, среди которых И. С. Чумаков (1961) различает мио-плиоценовую павлодарскую и так называемую верхнеплиоценовую свиты. Стратиграфически выше по окраинам котловины залегают суглинки, в нижней части красно-бурые, в верхней — представляющие собой типичный лёсс. Мощность этой лёссово-суглинистой толщи достигает 35—50 *м* и больше. В центральной части Зыряновской котловины над красноцветными глинами залегает толща (мощностью до 130 *м* и больше) переслаивающихся песков, супесей и суглинков аллювиального происхождения. Буровые работы (Алтайцветметразведка, Гидропроект) позволяют установить фациальный переход этой песчано-суглинистой толщи в породы нижней части лёссово-суглинистой толщи.

Таким образом, в Зыряновской котловине типичный лёсс залегает на сложной серии аллювиальных и синхронных им, вероятно субаэральных, суглинистых отложений. В толще лёсса на глубине 8—10 *м* хорошо прослеживается горизонт ископаемой почвы, по большей части хорошо наблюдаемый из-за обилия ископаемых вертикальных ходов крупных дождевых червей. Слабо изученная почва наблюдалась в скважинах на глубине около 25 *м*. Слабо выраженная и также плохо изученная почва предполагается также на глубине около 5 *м* (Кригер, Чумаков и Терехина, 1961). На границе лёсса и лежащего выше желто-бурого делювиального суглинка мощностью до 1 *м*, на левобережье р. Бухтармы ниже устья Березовки, наблюдался маломощный горизонт «кротовинного лёсса». К лёссовой толще прислонены высокая пойма и пойменная терраса.

Указанный выше основной горизонт ископаемой почвы, отмеченный более темной (а в горизонте *B* — более пестрой) окраской и обилием ходов червей, хорошо прослеживается в лёссе окрестностей Зыряновска и является маркирующим. Он хорошо выделяется также по составу и свойствам породы, отличающейся от лёсса более высокой пластичностью и более высоким содержанием глинистых фракций (рис. 1). Этот горизонт использован нами для выяснения условий залегания лёсса на изолированной возвышенности в районе упоминавшегося выше кирпичного карьера. На рис. 2 приведен один из имеющихся в нашем распоряжении разрезов через изолированную возвышенность. Видно, что ископаемая почва и выше лежащий слой лёсса плащеобразно перекрывают возвышенность. С нашей точки зрения, это является свидетельством эолового происхождения лёсса, залегающего на ископаемой почве. В профиле (см. рис. 2) ископаемая почва хорошо наблюдалась в разрезе шурфа, менее четко ее удалось наблюдать в разрезах скважин. В нижней части склона этой возвышенности ископаемая почва хорошо видна в кирпичном карьере.

Плащеобразное залегание лёсса и ископаемой почвы наблюдалось и в других частях Зыряновской котловины, а также в окрестностях г. Ленногорска. Например, в районе мясокомбината г. Зыряновска плащ лёссовидного суглинка и нижележащей почвы спускается в балку (рис. 3). В данном случае порода названа лёссовидным суглинком из-за наличия в ней редких включений щебня, хотя по условиям залегания и стратиграфии она вполне отвечает типичному лёссу других частей Зыряновской котловины.

Но признав значение эоловых процессов в накоплении лёссового материала, не следует думать, что этим самым уже решен вопрос о происхождении лёсса Рудного Алтая. В действительности этот последний вопрос много сложнее. Процесс эолового накопления материала не был единственным фактором образования лёсса. Неизбежно большую роль должны были играть сингенетические и эпигенетические процессы перемещения и изменения отложенного материала, который к тому же только на водоразделах отлагался чисто эоловым путем.

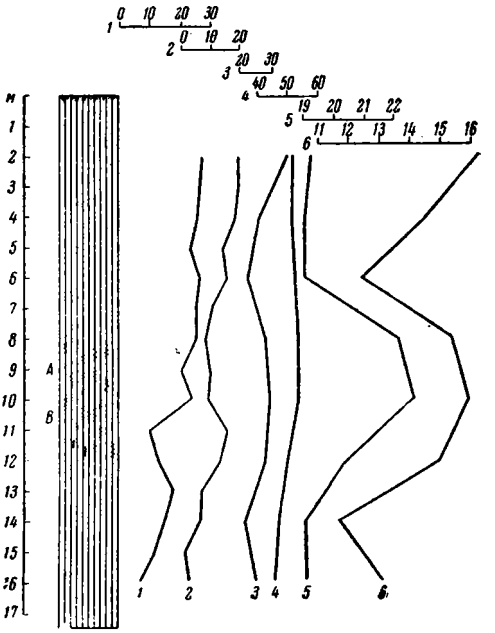


Рис. 1. Разрез шурфа № 3272 в г. Зыряновске

1 — количество макропор на 1 *см*² горизонтального сечения; *2* — количество ходов червей на 1 *дм*² горизонтального сечения; *3* — количество частиц < 0,005 *мм*; *4* — пористость, %; *5* — нижняя граница пластичности по Аттербергу; *6* — число пластичности по Аттербергу

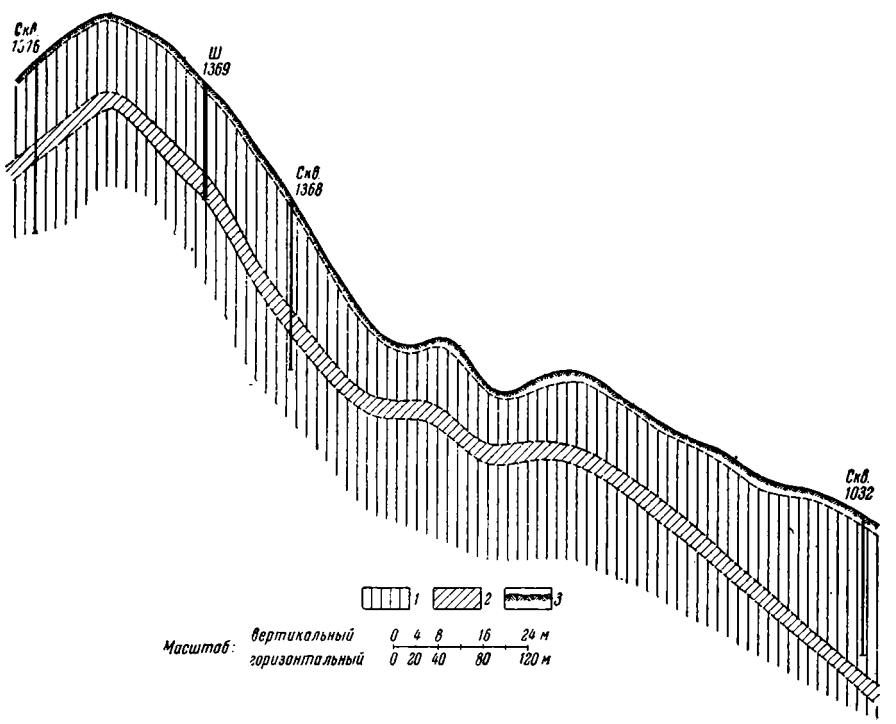


Рис. 2. Разрез через изолированную возвышенность близ кирпичного карьера в г. Зыряновске

1 — лёсс; *2* — ископаемая почва; *3* — современная почва

Заслуживает упоминания плащ лёссовой породы, спускающийся на нижнюю надпойменную террасу (4—7 *м*) в устье р. Ульбы у с. Согры. Характеристика свойств этой породы уже давалась в нашей предыдущей работе (Кригер, Чумаков и Терехина, 1961). Мощность плаща лёссовой породы здесь уменьшается по мере удаления от высокого склона и приближения к реке, что указывает на делювиальное (или делювиально-солифлюкционное) происхождение породы. Спускание плаща лёссовой

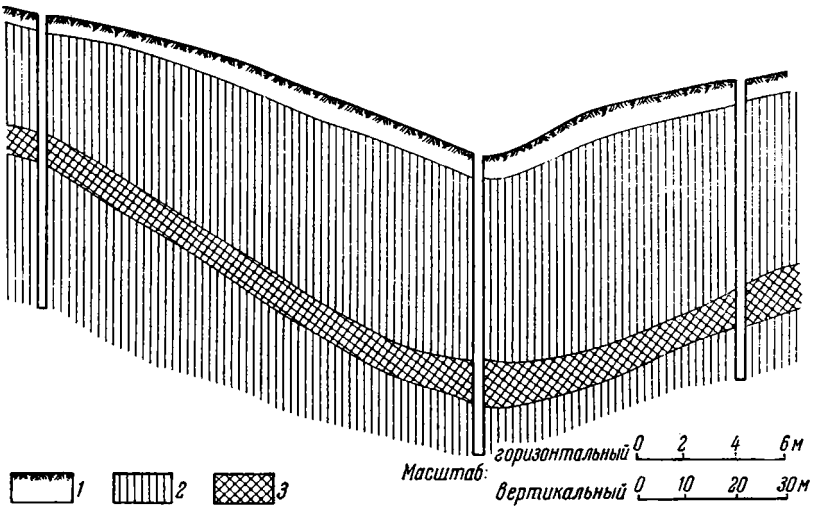


Рис. 3. Разрез через балку в районе мясокомбината г. Зыряновска

1 — современная почва; *2* — лёссовидный суглинок (лёсс) с редким щебнем; *3* — ископаемая почв

породы на молодую террасу встречается и в Средней Азии, например в Джунгарском Алатау на р. Коре или в южноказахстанском Каратау в долине Баялдыр близ г. Кентау (Кригер, Москалев и Беккерман, 1961). Исследование подобных плащей почти всегда требует использования искусственных выработок. Надо подчеркнуть, что порода, образующая подобные плащи, по своим свойствам нередко должна быть отнесена к типичному лёссу. Это надо сказать и о лёссовой породе из устья р. Ульбы, что подтверждается прилагаемой ниже таблицей. Подобные данные показывают, как неосторожно судить о происхождении лёссовых пород только на основании их свойств, без детального изучения условий залегания и стратиграфических взаимоотношений с другими породами. По-видимому, в настоящее время нет доказательств, что в случае подобных плащей мы имеем переотложенные склоновыми процессами эоловые отложения, а не материал, образовавшийся другим путем в перигляциальных или аридных условиях и переотложенный по склону.

Большой интерес представляет вопрос об эпигенетических изменениях лёссового материала in situ. Есть группа фактов, указывающая на слабую интенсивность этих изменений в лёссе Средней Азии и Украины. К таким фактам относится сохранение просадочных свойств и различий свойств пород отдельных лёссовых горизонтов, так как при значительных эпигенетических изменениях породы указанные свойства должны исчезать в первую очередь. В условиях Средней Азии, где естественная влажность лёсса на глубинах до 10 *м* в большинстве случаев не превышает 10%, слабая интенсивность эпигенетических процессов может объясняться недостатком влаги. Но в Рудном Алтае естественная влажность лёсса на глубинах до 10 *м* обычно составляет 20—24%, что должно способствовать

Таблица

Гранулометрический состав (в %) и свойства лёссовых пород

Район	Микроагрегатный состав (фракции, в *мм*)									Свойства			
	Количество определений	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	Количество определений	Влажность, %	Пористость, %	Коэффициент просадочности *
Лёсс и лёссовидные породы окрестностей Лениногорска	256	0,01	0,37	0,35	0,80	10,61	51,34	15,66	20,86	7	11,0—30,0	41,4—60,6	0,00—0,14
Лёсс окрестностей Зыряновска . .	59	0,00	0,25	0,27	0,81	12,48	47,75	15,39	23,05	36	14,2—30,6	43,1—54,8	0,00—0,15
Лёссовидный суглинок (лёсс) на молодой террасе в устье р. Ульбы	43	0,00	0,32	1,05	2,86	8,67	55,87	12,20	19,03	8	7,8—24,0	43,4—48,9	0,00—0,07

* Коэффициент относительной просадочности определялся при нагрузке 3 *кг/см*².

более интенсивным (чем в Средней Азии) эпигенетическим процессам. Как и следовало ожидать, просадочные свойства алтайского лёсса при природных нагрузках в этих условиях слабо развиты; они могут сильнее проявляться под тяжелыми сооружениями (Кригер, Чумаков и Терехина, 1961). Однако различия свойств пород отдельных горизонтов в лёссе Рудного Алтая хорошо выражены и требуют объяснения.

Решение вопроса состоит прежде всего в том, что в лёссовых породах, начиная с некоторой глубины (в Рудном Алтае, вероятно, около 3 *м*), влажность лёссовых пород в течение года остается постоянной и не меняется в зависимости от сезонов года. Это было подтверждено при инженерно-геологических исследованиях на одной из площадок в г. Зыряновске (Кригер, 1961б). Постоянство влажности свидетельствует о малой активности процессов перемещения влаги в лёссе. По этой причине перемещение воднорастворимых солей в лёссе может происходить преимущественно лишь диффузионным путем, но не в результате воздействия воды, фильтрующей через грунт. Однако и диффузия солей с течением геологического времени может привести к выравниванию солевого состава отдельных горизонтов лёссовой толщи. Подобный вывод следует из изучения диффузионного распространения солей в глинистых породах (Приклонский и Окнина, 1959).

В связи с этим для объяснения своеобразия свойств лёсса и заключенных в нем ископаемых почв следует учитывать, что многие свойства тесно связаны с гранулометрическим обликом и минералогическим составом породы. От этих свойств в значительной мере зависят пористость, pH, состав и емкость обменного комплекса, пластичность по Аттербергу и другие свойства породы. Между тем для изменения гранулометрии и минералогического состава породы требуются очень интенсивные эпигенетические превращения ее, которых обычно в лёссе не происходит. При исследованиях в г. Зыряновске было установлено, что различия горизонтов по влажности сохраняются даже при увлажнении лёсса в результате случайных факторов, связанных со строительством зданий и повреждениями водопроводной сети. В этих случаях общая влажность лёсса увеличивается, но более высокую влажность приобретают горизонты, которые также выделялись и до увлажнения породы (Кригер, 1961б). Таким образом, даже

такое неустойчивое свойство породы, как ее влажность, сохраняет свою специфику в каждом лёссовом горизонте. Лишь сильное промачивание породы, связанное с искусственным орошением земель, приводит к столь серьезным изменениям лёсса, что изучение его стратиграфии делается невозможным (Гуссак и др., 1960).

Сказанное выше позволяет сделать вывод, что эпигенез в лёссовых породах Рудного Алтая протекает вяло и даже на протяжении длительного времени не способен стереть различия свойств пород отдельных горизонтов, определяющих стратиграфию лёссовых толщ. Тем не менее, общий характер лёссовых пород на стадии эпигенеза все же может существенно меняться. Пределы этих изменений до сих пор слабо изучены. Несомненно лишь, что для выяснения происхождения лёсса со всеми его особенностями, наблюдающимися в настоящее время, требуется комплексное изучение сингенетических и эпигенетических процессов с применением методов стратиграфии, геохимии, грунтоведения, почвоведения, палеонтологии и других дисциплин.

Можно высказать уверенность в том, что в современный геологический момент, главным образом в связи с климатическими условиями и деятельностью человека, изменяющего природные процессы (техногенез), образование лёсса не происходит. Этот вывод справедлив не только по отношению к Рудному Алтаю, но и по отношению ко многим другим районам. Не касаясь сейчас этого вопроса во всей его полноте, отметим лишь вызванный человеком широко распространившийся процесс разрушения структуры лёсса в результате строительства сооружений, зданий и ирригации. Особо укажем значение карстово-суффозионных процессов, косвенно вызываемых деятельностью человека.

Карстово-суффозионные процессы автор совместно с А. И. Белоколоцким и С. И. Конаныхиным наблюдал в окрестностях с. Глубокого на правобережье Иртыша ниже Усть-Каменогорска в районе развития мощного (более 30 *м*) лёсса. Здесь развит ландшафт, весьма сильно напоминающий известный китайский лёссовый ландшафт. В окрестностях с. Глубокого наблюдаются узкие глубокие (до 30 *м*) ущелья с почти вертикальными и совершенно вертикальными стенами, ветвящаяся система оврагов и образование останцов, карстово-суффозионных колодцев и пещер.

Характерной чертой лёсса у с. Глубокого является нередко хорошо выраженная вертикальная трещиноватость и обилие кротовин — ходов роющих млекопитающих. Открытые ходы встречаются даже на глубине до 10 *м*. При этом следует отметить, что пористость лёсса умеренная (39—48%).

Карстово-суффозионные явления в окрестностях с. Глубокого развиваются в непосредственном соседстве с оврагами и балками на пологих склонах и даже на горизонтальных участках. Они, по-видимому, захватывают верхние 10—15 *м* лёссовой толщи. Иногда они приводят к образованию «дурных земель». Издали эти морфологические образования можно принять за систему эрозионных рытвин. Однако ближайший осмотр этого участка показывает ошибочность такого предположения. Каждая наблюдавшаяся издали «рытвина» в действительности состоит из ряда соединившихся суффозионно-карстовых впадин. Дно этих «рытвин» не приспособлено для стока поверхностных вод, оно является неровным, изобилующим котловинами и суффозионно-карстовыми «стаканами» (рис. 4). Очевидно, мы имеем здесь рытвины, растущие почти исключительно за счет карстово-суффозионных процессов и провалов при относительно небольшом значении обычной эрозии. В Китае еще со времен Рихтгофена известен рост оврагов при участии карстово-суффозионных процессов. Подобные явления следует объяснять высокой пористостью лёсса, его вертикальной трещиноватостью и обилием кротовин, благодаря чему выпадающие атмосферные осадки быстро просачиваются в грунт и производят преимуще-

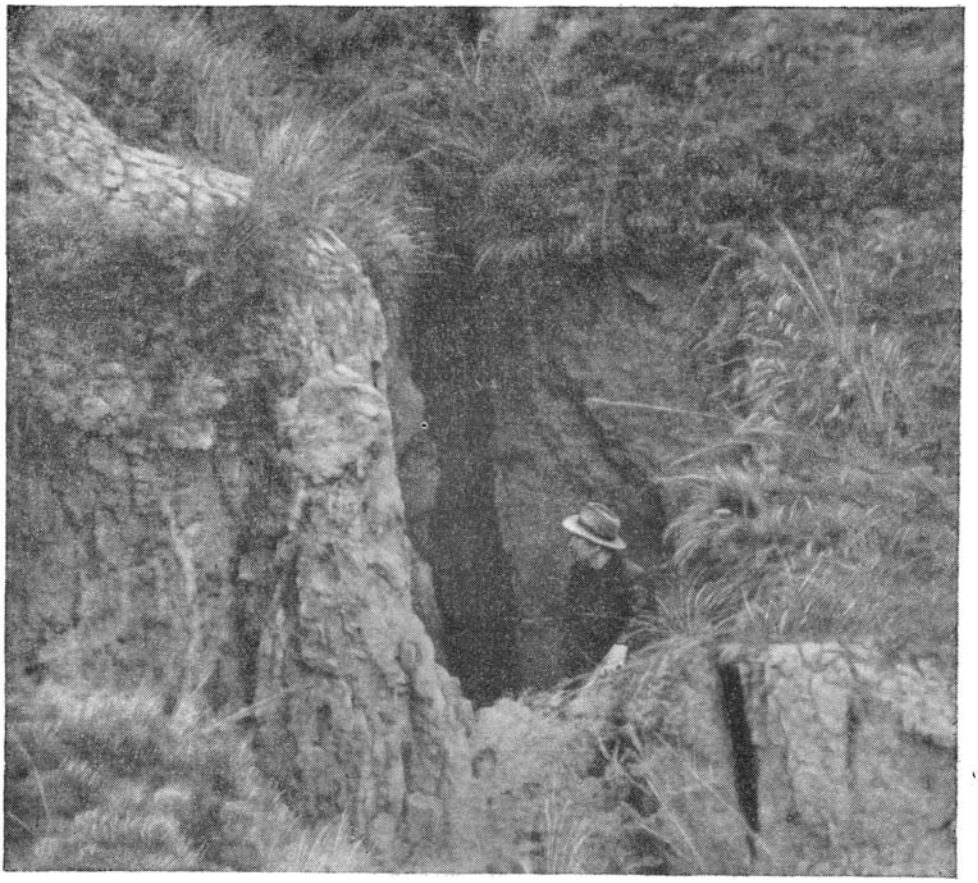


Рис. 4. Карстово-суффозионный колодец в лёссе у с. Глубокое

ственно подземную работу. Возникающие формы рельефа могут быть то единичными, то групповыми. У с. Глубокого иногда две соседние суффозионно-карстовые рытвины разделены лишь сравнительно тонкой лёссовой стеной, по которой с трудом может пройти пешеход.

Карстово-суффозионные «колодцы» — характерная черта лёссового ландшафта окрестностей с. Глубокого. Глубина «колодцев» изменяется от 1 до 5 *м* и более, диаметр достигает 1,5 *м*. Стенки «колодцев» вертикальные, нередко со следами стекающих дождевых и талых снеговых вод в виде желобов. На дне «колодцев» часто наблюдаются трещины, по которым уходит в грунт вода, попадающая в «колодец». Образование «колодцев» следует связывать с механической эрозией и выщелачивающим действием воды, движущейся по вертикальным трещинам в период снеготаяния и дождей.

Пещеры в лёссе, вероятно, никогда не могут достигать больших размеров, так как кровля их обрушивается. Лёссовые пещеры в окрестностях с. Глубокого по размерам, по-видимому, несколько уступают описанным в Канзасе (Landes, 1933), но имеют значительное распространение и составляют характерную часть карстово-суффозионного ландшафта. Одна из наблюдавшихся пещер была доступна на протяжении около 3 *м* и имела здесь второй выход вверх. Далее она имела очень узкий ход, обследованный на протяжении 2 *м*, но прослеживавшийся и дальше. Есть основание предполагать, что этот ход связан с узким понором, поглощающим

выпадающие атмосферные осадки и расположенным приблизительно в 15 *м* от входа в вышеописанную пещеру. Обследование лёссовых пещер обычно сопряжено со значительными трудностями ввиду неустойчивости лёссового потолка.

Наряду с современными, продолжающимися в настоящее время, карстово-суффозионными процессами у с. Глубокого иногда наблюдаются и следы более древних процессов. На склонах долин в лёссе местами наблюдаются большие карманы, выполненные относительно рыхлым гумусированным суглинком и снивелированные. Эти карманы, очевидно, представляют собой следы старых карстово-суффозионных впадин и обрушившихся подземных пустот. Однако эти образования встречаются редко. По-видимому, оживленное развитие карстово-суффозионных процессов у с. Глубокого началось лишь в самое новейшее время и связано с распашкой склонов, облегчающей инфильтрацию воды в грунт. Уже отмечалось (Решеткин, 1929), что быстрота развития и связанная с этим кратковременность карстово-суффозионного цикла характерны для лёссовых пород.

Карстово-суффозионные процессы в лёссовых грунтах наблюдаются и в других районах Рудного Алтая.

ЛИТЕРАТУРА

Величко А. А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Гуссак В. Б., Насыров Я. М., Скворцов Ю. А. и Тетюхин Г. Ф. Опыт применения методов почвоведения к изучению лёссовых аккумуляций Приташкентского района.— Ученые записки Среднеазиатск. н.-и. ин-та геологии и минерального сырья (САИГИМС), вып. 4. Ташкент, 1960.

Кавеев Т. С. К вопросу о происхождении лёссов на междуречье Дон — Маныч и Ергенях.— Доклады АН СССР, 1954, т. 45, № 2.

Кавеев Т. С. Лёссы территории орошения Ростовской области.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, т. 13, 1957.

Кригер Н. И. Опыт комплексного геологического и грунтоведческого изучения лёссов Киргизии.— Материалы по инженерной геологии, вып. 1. М., Металлургиздат, 1951.

Кригер Н. И. Некоторые вопросы инженерной биологии.— Природа, 1956, № 2.

Кригер Н. И. Инженерная стратиграфия и отношения к рельефу лёссовых толщ в связи с оценкой их просадочности.— Сб. трудов Совещания по строительству на лёссовых грунтах. (Днепропетровск, 29—31 мая 1957). Киев, Изд-во Акад. строительства и архитектуры УССР, 1961а.

Кригер Н. И. О распределении влаги в лёссовых породах. Вопросы строительства на лёссовых грунтах. (Доклады Межвузовской научной конференции. Воронеж, сентябрь 1961 г.). Воронеж, Изд-во Воронежск. инж.-строит. ин-та, 1961б.

Кригер Н. И. Лёсс как продукт географической среды.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, т. 19, 1962.

Кригер Н. И. и Емельянова Е. В. Опыт применения методов математической статистики к изучению пористости лёсса.— Материалы по инженерной геологии, вып. 3. М., Металлургиздат, 1953.

Кригер Н. И., Москалев М. Р. и Беккерман С. Г. Об условиях залегания и происхождении лёсса Средней Азии.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Кригер Н. И., Чумаков И. С. и Терехина Г. М. К характеристике лёссовых пород Рудного Алтая.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та им. С. Орджоникидзе, т. 37, 1961.

Петров Б. Ф. Выступление в прениях.— Труды Всес. рабочего совещания по четверт. периоду, 1948 г. Ташкент, Изд-во АН Уз. ССР, 1953.

Приклонский В. А. и Окнина Н. А. К вопросу о диффузии солей в глинистых породах.— Труды Лабор. гидрогеолог. проблем им. Ф. П. Саваренского, т. 22, 1959.

Решеткин М. М. О карстовых явлениях в лёссе.— Вестник ирригации, № 10. Ташкент, 1929.

Чумаков И. С. Неогеновые и плейстоценовые отложения Рудного Алтая.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Landes K. Caverns in loess. American J. of Sci., 1933, v. 25, N 146.

Richthofen F. China, Bd. I, Berlin, 1877.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXII

Э. А. ВАНГЕНГЕЙМ и И. С. ЧУМАКОВ

О НАХОДКЕ ОСТАТКОВ ВЕРБЛЮДА КНОБЛОХА НА РУДНОМ АЛТАЕ

Впервые сообщение о находке остатков верблюда в Восточном Казахстане сделано нами (Чумаков, 1957) при общем обзоре кайнозойских отложений северо-запада Рудного Алтая. В настоящей статье мы более подробно излагаем геологические условия участка местонахождения этих остатков и приводим данные по промерам исследованного фрагмента.

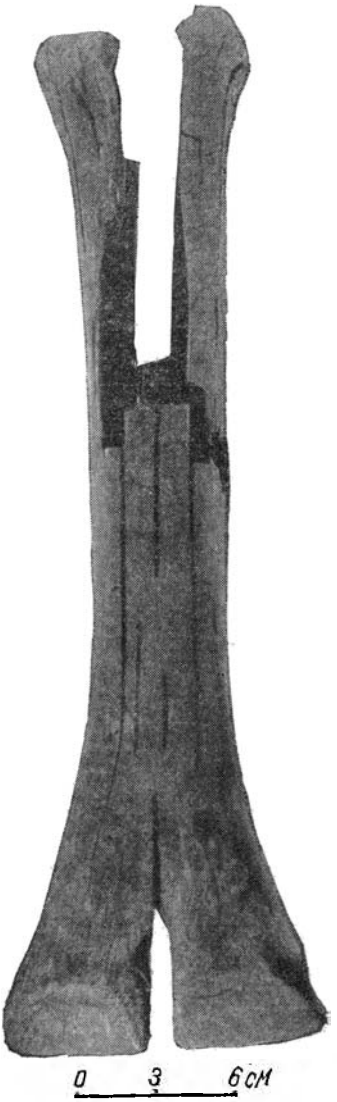
Место находки остатков *Camelus knoblochi* Nehr. расположено на правом берегу р. Убы в 2 *км* ниже с. Камышинского. Здесь и ниже по течению, вплоть до с. Красный Яр, правый берег Убы образован обрывом 15—20-метровой высоты, подмываемым в половодье. В верхней, почти вертикальной части обрыва обнажаются покровные лёссовидные суглинки с характерной столбчатой отдельностью, залегающие на пойменных слоистых суглинках или прямо на русловых отложениях — галечниках с включениями валунов и песчано-гравийным заполнителем — толщи древнего аллювия. Нижняя часть разреза обычно скрыта под осыпью, образованной в основном за счет обвалов столбчатых блоков из толщи лёссовидных суглинков. Остатки верблюда Кноблоха найдены в правом борту приустьевой части одного из оврагов, прорезающих как толщу лёссовидных суглинков, так и верхнюю часть толщи древнего аллювия — на контакте слоистых пойменных суглинков и лёссовидных суглинков на высоте 1,7—2 *м* над тальвегом. В слоистых суглинках содержатся многочисленные остатки пресноводных моллюсков из родов *Planorbis*, *Coretus*, *Gyraulus*, *Valvata*, *Pisidium*, а также остракоды, оогонии харовых водорослей и обломки мелких позвоночных (*Lagurodon*, *Pliomys*, Microtinae). В лежащих выше лёссовидных суглинках в том же разрезе найдено лишь несколько колоний (по 6—8 экз.) *Pupilla muscorum* и редкие раковины *Vallonia pulchella* Müll.

По-видимому, на всем отмеченном отрезке р. Убы обнажается лишь самая верхняя часть толщи древнего аллювия; остальная, бо́льшая, часть разреза мощностью до 70—100 *м* здесь выполняет древнюю погребенную долину и вскрыта единичными скважинами выше по реке на левом ее берегу.

Толща древнего галечникового аллювия на Рудном Алтае до настоящего времени была охарактеризована лишь находкой in situ черепа слона *Mammuthus trogontherii*, извлеченного в долине р. Иртыша с глубины 10—12 *м* в котловане у Усть-Каменогорска (Чумаков, 1957; Нехорошев, 1958). Таким образом, толща древних галечников, подстилающая на ряде отрезков долины Иртыша и его крупных притоков лёссовидные суглинки, охарактеризована находками остатков типичных представителей хазарской фауны.

В нижней части толщи лёссовидных суглинков встречены остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа и *Bison priscus* cf. *longicornis* W. Grom. (Чумаков, 1957). Эти формы характерны для ранней стадии формирования верхнепалеолитического фаунистического комплекса, по

времени относящейся ко второй половине среднего плейстоцена (или времени максимального оледенения, включая все его стадии). Такая датировка фауны с ранним мамонтом хорошо подтверждается многочисленными материалами, собранными в различных районах Азиатской части СССР (Равский, 1959; Вангенгейм, 1961, и др.). Косвенным подтверждением геологического возраста суглинков, залегающих на описанном древнем аллювии, является их лёссовидный облик, указывающий на перигляциальную обстановку времени их накопления.



Правая пястная кость *Camelus knoblochi* Nehring

Таким образом, верхняя часть древнего аллювия, содержащая остатки *Camelus knoblochi* и *Mammuthus trogontherii*, формировалась непосредственно перед наступлением ледниковой эпохи. Об этом свидетельствует, с одной стороны, залегание этих отложений в разрезе ниже перигляциальных суглинков, а с другой генетическая преемственная связь хазарского и верхнепалеолитического комплекса, не позволяющая допустить сколько-нибудь значительный перерыв во времени между ними. Следовательно, хазарский фаунистический комплекс на Рудном Алтае занимает то же стратиграфическое положение, что и хазарская фауна в Восточной Европе, т. е. относится к первой половине среднего плейстоцена. *Camelus knoblochi* и *Mammuthus trogontherii* на рассматриваемой территории сохраняют значение руководящих форм для этого времени.

Для Азиатской части СССР до настоящего времени было известно всего лишь три находки остатков верблюда Кноблоха: Н. А. Буйновским и Я. Х. Хавесоном (1953) был описан череп верблюда, близкого к *C. knoblochi*, хранившийся в Горно-Алтайском краеведческом музее. Местонахождение черепа, к сожалению, не известно; Э. А. Вангенгейм и В. Г. Гербова (1962) указали на находку верблюда Кноблоха в Западном Забайкалье, а Б. С. Кожамкулова (1961) привела в списке костей, собранных из основной толщи лёссовидных суглинков района г. Зыряновска (Рудный Алтай), *Camelus* cf. *knoblochi* Nehr. (правый верхний клык). Остатки верблюда Кноблоха найдены далее к востоку уже только в пределах Китая — на Ордосе (Boule и др,. 1928).

Находки, сделанные в последние годы в Забайкалье и на Алтае, позволяют уже в настоящее время сделать вывод о сплошном ареале распространения верблюда от нижней Волги до Китая. Характерно, что все находки приурочены к южной части азиатской территории СССР. Очевидно, это не случайно, а обусловлено климатической зональностью, достаточно резко выраженной уже в начале среднего плейстоцена. Присутствие верблюда в фауне плейстоцена на юге Сибири указывает на существование здесь открытых пространств с резко континентальным аридным климатом, возможно близких к полупустынным ландшафтам.

Camelus knoblochi Nehring.

(рисунок, таблица)

Промеры пястной кости *Camelus knoblochi*

Промеры	*Camelus knoblochi*, ГИН кол. 311	*Camelus khoblochi* ПИН (по Хавесону, 1954), 4 экз.
Полная длина	416	397—418
Наибольшая трансверсальная ширина проксимального конца	94	83—102
То же, дистального конца	132,2	133—136
Трансверсальная ширина в средней части диафиза	61	54—60
Наибольший дорсально-волярный поперечник проксимального конца	(54)	52—65
Наибольший поперечник двойной суставной фасетки проксимального конца	57	50—62
Наибольший дорсально-волярный поперечник в средней части диафиза	50	43—51
Наименьший дорсально-волярный поперечник в области раздвоения	32	24—30
Трансверсальная ширина наружного суставного валика его оси	61	49—61
То же, внутреннего	64	(56)—61
Поперечник наружного суставного валика	54	49—58
То же, внутреннего	56	(48)—60

Материал: правая пястная кость.

Местонахождение: правый берег р. Убы, в 2 *км* ниже с. Камышинского из верхней части древней галечниковой толщи. Геологический возраст — нижняя часть среднего плейстоцена. Описание и промеры: кость коричневато-серого цвета, довольно сильно фоссилизована, пронизана очень мелкими марганцовистыми дендритами. Поврежден верхний ее конец: недостает средней части верхней суставной поверхности и верхних частей передней и задней стенок диафиза. Указанные повреждения не мешают сделать почти все возможные промеры, которые и приведены в таблице. Как видно из таблицы по размерам описываемая кость полностью сходна с аналогичными костями *Camelus knoblochi* Nehring, описанными Я. И. Хавесоном (1954), что и позволило нам отнести ее к этому виду.

ЛИТЕРАТУРА

Буйновский Н. А., Хавесон Я. И. Первая находка черепа плейстоценового верблюда в Сибири.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1953, № 19.

Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогеновых отложений севера Восточной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 48, 1961.

Вангенгейм Э. А. и Гербова В. Г. Некоторые данные о времени и условиях накопления забайкальских песков.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, вып. 19, 1962.

Кожамкулова Б. С. Местонахождение ископаемых млекопитающих антропогена, вскрываемое гидромониторами.— Материалы по истории фауны и флоры Казахстана, т. III. Алма-Ата, 1961.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских континентальных отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 22, 1959.

Хавесон Я. И. Третичные верблюды Восточного полушария (род. *Paracamelus*).— Труды Палеонтологического ин-та АН СССР, вып. 2, т. 17, 1954.

Чумаков И. С. Кайнозойские отложения северо-западной части Рудного Алтая.— Труды Всес. аэрогеологического треста, вып. 3, 1957.

Boule M., Breuil H. et les autres. Le paleolitique de la China. Arch. Inst. Paleontol. humaine, 1928, mem. 4.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXII

ПРЕДАЛТАЙСКАЯ РАВНИНА

О. М. АДАМЕНКО

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ В РАЙОНЕ СЛИЯНИЯ РЕК БИИ И КАТУНИ

При геологическом картировании северных предгорий Алтая в последние годы получены новые данные, позволяющие уточнить стратиграфическую схему четвертичных отложений Предалтайской равнины.

Расположением района на границе двух крупных орографических и геологических регионов — Горного Алтая и Западно-Сибирской низменности — обусловлено большое разнообразие в нем генетических типов четвертичных отложений, формирование которых происходило в двух различных фациально-геоморфологических зонах — долинах и на междуречных пространствах с характерными для них особенностями осадконакопления (см. схему).

В описываемом районе четвертичная система представлена полным разрезом. Вопрос о нижней границе ее здесь еще не решен и всецело зависит от места осадков верхнего плиоцена в стратиграфической шкале.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН — НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН[1]

Кочковская свита (lal N_2 — Q_1kč). Озерно-аллювиальные осадки кочковской свиты выполняют небольшие западины в рельефе и иногда перекрывают маломощным слоем древние междуречья. Это — синевато- и буровато-серые суглинки, илы и глины, содержащие небольшие линзы песков и гравия. На дневную поверхность они нигде не выходят, залегая обычно под более молодыми образованиями на глубинах от 12—22 *м* (в пределах современных долин) до 48—66 *м* (на водоразделах). Мощность их изменяется от 10—15 до 20—30 *м*.

На междуречьях отложения свиты связаны постепенными переходами с ниже лежащими осадками павлодарской свиты и с перекрывающими их среднеплейстоценовыми отложениями краснодубровской свиты. В пределах древних долин кочковская свита залегает на подстилающих ее отложениях с заметным размывом и небольшим врезом.

По данным спорово-пыльцевых анализов, проведенных Л. Н. Федулиной и Н. М. Костицыной, растительность кочковского времени была представлена елово-сосновыми лесами, чередующимися с незалесенными участками. Пыльца древесных пород (59—78%) принадлежит *Pinus* (32—52%) и *Picea* (13—16%), а также *Betula* (0,4%), *Alnus* (0,4%), *Larix, Quercus, Carpinus, Corylus* и *Tilia*. Из травянистых растений (20—40%) преобладают ксерофиты: Chenopodiaceae, *Artemisia*, Gramineae. Группа

[1] Нижний, средний, верхний плейстоцен и голоцен здесь соответствуют отделам четвертичной системы в подразделении, принимаемом организациями Государственного геологического комитета СССР.

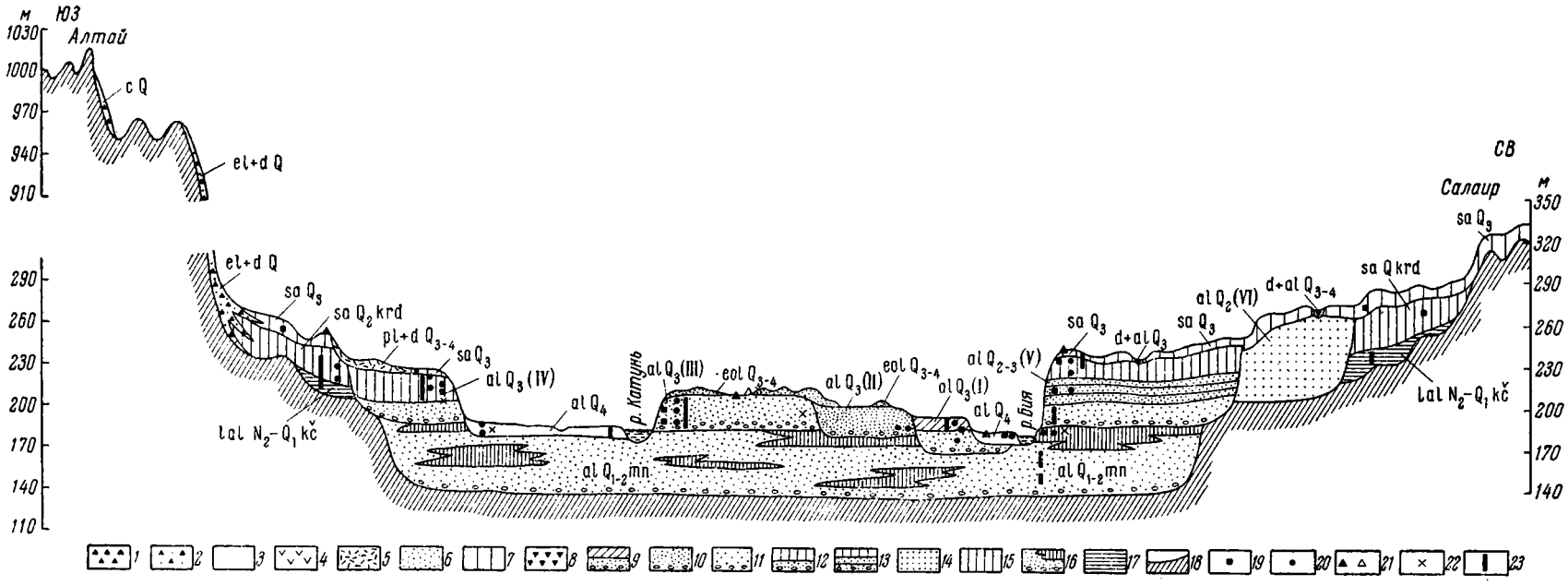


Схема взаимоотношений четвертичных отложений в районе слияния рек Бии и Катуни

1 — нерасчлененные четвертичные коллювиальные отложения (cQ): щебнисто-глыбовые осыпи, курумы; *2* — нерасчлененные четвертичные элювиально-делювиальные отложения (el + dQ): глыбы, щебень, супеси, суглинки и глины; *3* — голоценовый аллювий пойменных террас (alQ_4): галечники, гравий, пески, супеси, илы, торф; *4* — верхнеплейстоцен-голоценовые делювиальные и аллювиальные отложения современных логов, балок и оврагов ($d + alQ_{3-4}$): суглинки, супеси, пески; *5* — верхнеплейстоцен-голоценовые пролювиальные и делювиальные отложения ($pl + dQ_{3-4}$): щебень, пески, супеси, суглинки, глины; *6* — верхнеплейстоцен-голоценовые эоловые ($eolQ_{3-4}$) пески; *7* — верхнеплейстоценовые субаэральные (saQ_3) лёссовидные супеси и суглинки с линзами песков; *8* — верхнеплейстоценовые делювиальные и аллювиальные отложения древних логов ($d + alQ_3$): пески, супеси, суглинки; *9* — верхнеплейстоценовый аллювий первой надпойменной террасы [alQ_3(I)]: галечники, пески, супеси, илы; *10* — верхнеплейстоценовый аллювий второй надпойменной террасы [alQ_3 (II)]: галечники, гравий, пески, супеси, суглинки; *11* — верхнеплейстоценовый аллювий третьей надпойменной террасы [alQ_3(III)]: валуны, галечники, гравий, пески, супеси, суглинки, илы, торф; *12* — верхнеплейстоценовый аллювий четвертой надпойменной таррасы [alQ_3(IV)]: валуны, галечники, гравий, супеси, суглинки, илы; *13* — средне-верхнеплейстоценовый аллювий пятой надпойменной террасы [alQ_{2-3}(V)]: валуны, галечники, гравий, пески, супеси, суглинки; *14* — среднеплейстоценовый аллювий шестой надпойменной террасы [alQ_2 (VI)]: галечники, гравий, пески, супеси, суглинки; *15* — среднеплейстоценовые субаэральные отложения краснодубровской свиты (saQ_2krd): лёссовидные супеси и суглинки с линзами песков и горизонтами погребенных почв; *16* — нижне-среднеплейстоценовый аллювий погребенных долин — монастырская свита ($alQ_{1-2}mn$); валуны, галечники, гравий, пески, супеси, суглинки, илы, торф; *17* — верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения кочковской свиты ($lalN_2$ — Q_1kc): глины, илы и суглинки с прослоями песков, гравия, галечников; *18* — кровля дочетвертичных отложений. Местонахождения: *19* — фауны млекопитающих; *20* — моллюсков; *21а* — стоянок древнего человека эпохи палеолита; *21б* — то же, эпохи неолита; *22* — палеокарпологических остатков; *23* — спорово-пыльцевые спектры

спор характеризуется наличием единичных зерен *Lycopodium* и *Bryales* Состав растительности свидетельствует об умеренно теплых климатических условиях этой эпохи.

Кочковская свита отнесена к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену на основании согласного залегания ее на павлодарской свите среднего миоцена — среднего плиоцена под фаунистически охарактеризованными среднеплейстоценовыми отложениями краснодубровской свиты.

НИЖНИЙ — СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Монастырская свита (alQ_{1-2} mn). Под этим названием автором в 1961 г. выделен комплекс аллювиальных отложений, выполняющих древние погребенные долины, залегающие на 10—40 *м* ниже урезов современных рек. Ранее нижняя часть разреза древних долин в районе г. Бийска В. В. Шарковым относилась к промытой морене наиболее древнего бийского оледенения раннего плейстоцена, а верхняя часть их — к межледниковым отложениям. Е. Н. Щукина (1960) выделяла нижнюю часть разреза в качестве башкаусского горизонта нижнего плейстоцена, а верхи относила к соусканихинскому горизонту среднего плейстоцена. М. П. Нагорский (1941) описывал эти отложения под названием барнаульской свиты.

Нижне — среднеплейстоценовые (монастырские) долины имели в предгорьях Алтая очень широкое распространение. Долина пра-Оби у г. Бийска достигала 70 *км* ширины. Она прослежена по распространению осадков монастырской свиты буровыми скважинами под верхнеплейстоценовыми террасами до г. Барнаула.

Аллювий погребенных долин вскрыт скважинами под днищем современных долин рек Бии, Катуни, Каменки, Песчаной, Иши, Белокурихи и других и имеет мощность от 15—25 до 50 *м*.

Наиболее молодые слои монастырской свиты обнажаются в цоколе первой надпойменной террасы р. Бии у с. Монастырь (в 3 *км* к востоку от восточной окраины г. Бийска). Цоколь здесь поднимается над меженным уровнем р. Бии на 3,8—4 *м* и сложен синевато-серыми илами с остатками размытых погребенных почв. Ниже синих илов обычно вскрываются серовато-голубоватые мелкозернистые полимиктовые пески с растительным детритом. Пески в основании свиты сменяются гравийно-галечниковыми отложениями с включениями хорошо окатанных валунов различных пород палеозоя размером от 0,1—0,2 до 1—2 *м*.

Присутствие в низах свиты валунного материала приводило некоторых геологов к мысли, что валуны имеют ледниковое или флювиогляциальное происхождение, что явно несовместимо с современными данными о флоре и климате эпохи накопления грубого аллювия монастырской свиты, о чем будет сказано ниже.

Е. Н. Щукиной (1960) в районе с. Монастырь из синих илов были извлечены находившиеся в первичном захоронении кости представителей хазарского комплекса фауны млекопитающих, среди которых В. И. Громовым были определены остатки *Elephas trogontherii* Pohl., *Equus* sp. (крупная форма) и *Rhinoceros* sp. хазарского типа, *Bison priscus longicornis* W. Grom. Из таких же синих илов нами в районе с. Больше-Енисейское извлечены кости *Ursus arctos* (определение И. Г. Пидопличко).

В нескольких других пунктах из синих илов монастырской свиты В. В. Шарковым и нами собраны раковины моллюсков, среди которых И. В. Даниловский и И. М. Лихарев определили богатые комплексы наземных и пресноводных видов, свидетельствующих об умеренном климате времени их обитания. По данным М. П. Нагорского (1941) и других исследователей, в аллювии древних погребенных долин часто встречаются остатки пресноводного моллюска *Corbicula fluminalis* Müll., который в на-

стоящее время известен в нижнем течении Нила, в Средней Азии и Закавказье. Этот теплолюбивый вид свидетельствует о невозможности отнесения горизонта грубого аллювия монастырской свиты к эпохе оледенения.

Из отложений монастырской свиты Е. А. Пономаревой и В. П. Никитиным выделены богатые комплексы семенной флоры, в которых встречаются руководящие для дорисских отложений *Bunias Sukaczewii* (Nikit.) Dorof., *Selaginella selaginoides* Link., *Azolla interglacialica* Nikit. и др.

По данным спорово-пыльцевых анализов, в низах свиты преобладает пыльца травянистых растений (53,1%), представленная Chenopodiaceae (16%), Ranunculaceae (5%), Compositae (4%), Gramineae (3%), Labiatae (5%) и др. Пыльца древесных пород (44,7%) принадлежит *Pinus* (23%), *Picea* (8%), *Betula* (3%), *Alnus* (1%), *Salix* (1%), *Tsuga* (1%). Споры (2,3%) представлены Polypodiaceae и *Selaginella*.

В верхней части свиты количество пыльцы древесных заметно возрастает (до 60%), характерно преобладание *Picea* (90%). Часто встречаются *Pinus sibirica, Abies, Alnus, Larix*. В самых верхних горизонтах свиты резко преобладает пыльца травянистых, представленная ксерофитами.

Верхняя часть монастырской свиты, по находкам руководящей фауны млекопитающих хазарского комплекса, датируется началом среднего плейстоцена. Низы свиты, возможно, начали формироваться еще в нижнем плейстоцене, так как спорово-пыльцевые комплексы из нижней части монастырской свиты имеют много общего с комплексами кочковской свиты.

Видимо, монастырские долины заложились в раннем плейстоцене, когда на междуречных пространствах еще продолжалось формирование субаэральных суглинков кочковской свиты. В раннем плейстоцене и в начале среднего плейстоцена в предгорьях Алтая господствовали благоприятные, несколько влажные и более теплые, чем в настоящее время, климатические условия. Никаких следов похолоданий вплоть до середины среднего плейстоцена не обнаруживается.

В связи с тем, что наиболее типичные обнажения описанной свиты наблюдаются в районе с. Монастырь, где собрана руководящая фауна млекопитающих, получены спорово-пыльцевые спектры и определены комплексы моллюсков, семенной флоры и остракод, мы назвали комплекс аллювиальных отложений погребенных долин монастырской свитой. Отнесение их к барнаульской свите ошибочно, так как последняя в своем стратотипе в г. Барнауле залегает под кочковской свитой и имеет верхнеплиоценовый возраст.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Краснодубровская свита (saQ_2krd). В предгорьях Алтая широко распространены буровато-желтые, палево-серые и темно-бурые глины, лёссовидные суглинки и супеси с горизонтами погребенных почв, почти непрерывным плащом залегающие на более древних отложениях. Они имеют четко выраженный покровный характер, вуалируют и смягчают неровности эрозионного рельефа предгорий, покрывают вершины и склоны сопок, а также заполняют впадины между ними. Наибольшие мощности этих отложений, отнесенных к краснодубровской свите, характерны для межсопочных понижений и вершин плоских увалов (до 50—80 *м*). Краснодубровская свита почти повсеместно залегает на кочковской свите или с небольшим размывом на осадках неогена и перекрывается 5—15 *м* слоем верхнеплейстоценовых покровных лёссовидных суглинков.

Супеси и суглинки краснодубровской свиты большей частью неслоисты, иногда содержат окатыши глин и неправильные линзы разнозернистых глинистых песков. Часто встречающаяся в суглинках фауна моллюсков имеет наземный, «лёссовый», характер. Все эти признаки позволяют считать генезис отложений краснодубровской свиты в предгорьях делювиально-пролювиальным, возможно отчасти эоловым, но в общем субаэральным.

Возможно, отдельные, подчиненные по мощности прослои, сложенные горизонтальнослоистыми и косослоистыми песками, имеют озерно-аллювиальное и аллювиальное происхождение. Примером этого может служить развитый вдоль юго-западных предгорий Салаира своеобразный шлейф осадков, сложенных преимущественно полимиктовыми песками с горизонтами супесей и суглинков. Эта толща 100—120-метровой мощности, видимо, отложена многочисленными речками, стекавшими со склонов Салаирского кряжа и впадавшими в реки Бию и Обь.

Субаэральные суглинки, супеси и глины предгорий Алтая описывались в 1946 г. В. В. Шарковым под названием суртайских глин. Позже Ю. М. Миханков (1960) предложил выделить их в суртайскую свиту, отвечающую по объему нерасчлененным кочковской и краснодубровской свитам. Впоследствии выяснилось, что в районе с. Сростки, где Ю. М. Миханков описал типичный разрез суртайской свиты, нижняя часть ее («сильно ожелезненные суглинки с прослоями лигнита») относится к плиоцену, а верхняя часть— это типичная краснодубровская свита, залегающая с размывом на подстилающих породах. Это установлено нами не только по литологическим сопоставлениям, но также на основании спорово-пыльцевых анализов нижней части суртайской свиты Ю. М. Миханкова, которую он увязывал с эпохой максимального (катунского) оледенения Алтая. Ясно, что граб, хмелеграб, тсуга, сосна и другие древесные растения, пыльца которых обнаружена Л. Н. Федулиной в нижней части разреза суртайской свиты, не могли существовать у края ледникового языка, спускавшегося по долине р. Катуни, как считает Ю. М. Миханков, вплоть до предгорий. Отсюда становится очевидным нецелесообразность выделения суртайской свиты.

В лёссовидных суглинках нижней части краснодубровской свиты в районе с. Сростки (Федулинский кирпичный завод) Ю. М. Миханков собрал костные остатки *Equus caballus chosaricus* W. Grom., *Elephas trogontherii* Pohl., *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Bos* sp. (устное сообщение).

Из средней и верхней части свиты известны находки остатков ранних форм мамонта и других представителей верхнепалеолитического комплекса млекопитающих.

По данным единичных спорово-пыльцевых анализов (Л. Н. Федулина), в период образования осадков краснодубровской свиты в составе растительности отмечаются резкие изменения. В низах свиты в спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных (50—70%): *Picea* (13—16%), *Pinus* (32—52%), *Alnus*. Пыльца травянистых растений составляет 20—40%. В пыльце из средней части краснодубровской свиты господствуют травянистые (67—83%), представленные ксерофитами Chenopodiaceae, *Artemisia*, Gramineae и др. Из древесных встречаются *Pinus* (иногда до 50%), *Picea* (10%), *Abies* (1,9%).

Формирование краснодубровской свиты, судя по находкам хазарской фауны в ее низах и верхнепалеолитической — в средней и верхней части разреза, охватывало весь средний плейстоцен. Низы свиты синхронны с верхней частью аллювия монастырской свиты, что подтверждается, кроме состава фауны млекопитающих, сходными спорово-пыльцевыми комплексами, свидетельствующими об отсутствии суровых климатических условий в начале среднего плейстоцена. Позже, в середине среднего плейстоцена, когда на севере Сибири развился покров самаровского ледника, в предгорьях Алтая начала накапливаться основная масса лёссовидных отложений. Судить о климате этой эпохи в предгорной зоне трудно, так как имеющиеся палеоботанические и фаунистические данные еще весьма скудны. Следов деятельности ледников в предгорьях не обнаружено. Видимо, они не выходили за пределы высокогорной зоны Алтая. Влияние климата эпохи максимального оледенения в зоне предгорий обнаруживается лишь по преобладанию ксерофитных форм в спорово-пыльцевых комплексах.

Аллювий шестой надпойменной террасы рек Бии и Оби (al Q_2VI). На правобережье Бии и Оби в Троицком, Целинном и Воеводском районах П. Е. Казаковым в 1960 г. зафиксированы древние долины, простирающиеся с северо-востока на юго-запад. Они врезаны в отложения краснодубровской свиты и выполнены толщей аллювиальных разнозернистых полимиктовых песков мощностью от 20—30 до 100 *м*, названных П. Е. Казаковым большереченской толщей.

В районе селений Сверчково и Воеводское древние долины обрезаются тыловым швом пятой надпойменной террасы. Наблюдающийся здесь пологий уступ в рельефе достигает высоты 20—30 *м*. Из этих соотношений вытекает, что большереченская толща определенно древнее, чем пятая терраса р. Бии. По геоморфологическому положению большереченская толща соответствует шестой надпойменной террасе р. Оби, которая выделена в 1960 г. М. А. Пантюхиной и А. Ф. Щигревым в Косихинском районе. Там шестая терраса возвышается над урезом Оби на 100—120 *м*.

Палеонтологически аллювий шестой террасы не охарактеризован. Условно мы относим его ко второй половине среднего плейстоцена. На водоразделах в это время отлагались лёссовидные суглинки верхней части краснодубровской свиты.

Аллювий пятой надпойменной (бийской) террасы (al Q_{2-3}V). Пятая надпойменная терраса развита вдоль правого берега Бии и Оби, возвышаясь на 60—75 *м* над урезом воды в этих реках. Она прослеживается в северном направлении в виде пологоволнистой равнины. Тыловая часть террасы в районе селений Сверчково — Воеводское — Бехтемир — Аникино по четко выраженному уступу примыкает к более высокой поверхности — «степному» плато, сложенному отложениями краснодубровской и кочковской свит. Прислонение террассы к плато установлено П. Е. Казаковым с помощью бурения. Геоморфологически уступ хорошо фиксируется по резкому переходу от холмистой, резко расчлененной поверхности степного плато с абсолютными отметками 320—370 *м* к пологоволнистой слабо расчлененной поверхности террасы с абсолютными отметками от 220—240 до 260—280 *м*. В цоколе пятой террасы обычно наблюдаются илы монастырской свиты. Высота цоколя 3—5 *м*.

Прислонение отложений бийской террасы к древнему склону плато можно наблюдать в карьере у с. Новиково. Здесь, в 15-метровой стенке карьера вскрываются темно-бурые суглинки краснодубровской свиты, слагающие останец среди отложений бийской террасы. В верхах разреза суглинков есть линзы серых песков. С востока к этим отложениям, срезая линзы песков, прислонены тонкослоистые супеси — отложения древнего лога, синхронного, судя по наблюдающимся здесь геоморфологическим соотношениям, с бийской террасой. Слои супесей имеют согласный с древним рельефом наклон к востоку под углом 20°.

При анализе разрезов аллювия пятой террасы, наблюдавшихся в естественных обнажениях и по керну буровых скважин, установлено, что нижняя его часть мощностью 15—25 *м* — это пачка грубого руслового аллювия, сложенного серыми разнозернистыми полимиктовыми косослоистыми песками, содержащими линзы галечников и отдельные хорошо окатанные валуны различных пород палеозоя размером до 0,5—1,5 *м*. Выше залегает несколько (до 4—6) аллювиальных пачек, имеющих примерно одинаковое строение, выражающееся в последовательной смене в каждой пачке русловых фаций (песков) пойменными (суглинками). Мощность аллювия бийской террасы при движении от р. Бии на север постепенно увеличивается от 60—75 до 100—120 *м*, превышая нормальную мощность аллювия такой реки, как Обь, в несколько раз.

Очевидно, избыточная мощность образовалась в результате устойчивого неотектонического опускания Предалтайской равнины в период формирования этой террасы.

В верхней части разреза бийской террасы (в 12—15 *м* от дневной поверхности) возле г. Бийска, по данным Е. Н. Щукиной (1960) и О. В. Матвеевой (1960), собраны остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus* Boj., *Alces* sp., *Gervus (Megaloceros)* sp.

В средней части разреза террасы (овраг в 2 *км* к востоку от г. Бийска на глубине 33,6—34,2 *м* от поверхности) нами обнаружены обломки костей млекопитающих, которые определялись И. Г. Пидопличко. Они принадлежат *Bison priscus* Boj., *Cervus elaphus* L., *Equus equus* и имеют рисский или рисс-вюрмский возраст. Отложения, вмещающие кости, И. Г. Пидопличко датирует верхнеплейстоценовым возрастом, так как обломки костей носят явные следы переотложения.

В 1959 г. нами во второй, считая сверху, пачке лёссовидных супесей бийской террасы (16—18 *м* от дневной поверхности) в разрезе на восточном склоне останца этой террасы в долине р. Чемровки (у с. Ново-Чемровка) собраны остатки *Equus equus,* имеющие, по данным И. Г. Пидопличко, вюрмский возраст.

В 1960 г. В. В. Канопа в осыпи на дне оврага Костин Ров (в 2 *км* к западу от с. Станица Бехтемирская) обнаружил кости *Bison priscus* Boj., которые, по определению И. Г. Пидопличко, имеют верхнеплейстоценовый возраст. По-видимому, кости происходят из самых верхов разреза пятой террасы.

По данным И. В. Даниловского, комплекс наземных и пресноводных моллюсков (сборы В. В. Шаркова в 1946 г.) из верхней части разреза свидетельствует о достаточно умеренных климатических условиях. К тому же выводу пришел И. М. Лихарев, изучавший моллюски из верхов разреза террасы по сборам автора. По мнению И. М. Лихарева, часто встречающийся здесь вид *Gyraulus acronicus* Fer. является сравнительно теплолюбивым. Среди раковин, собранных из средней части разреза террасы, И. В. Даниловским определено значительное количество нормально развитых представителей холоднолюбивого *Gyraulus gredleri* Gredl. и его вариететов, которые не встречаются выше по разрезу. На основании анализа ископаемой фауны моллюсков И. В. Даниловский делает вывод о вюрмском возрасте верхней и средней части пятой террасы.

Р. В. Федоровой (см. Матвеева, 1960) из толщи грубого аллювия высокой, по-видимому, бийской, террасы близ с. Старая Ажинка на глубине 60—85 *м* от поверхности получен спорово-пыльцевой спектр, характеризующий степной ландшафт с участием ксерофитов и растений разнотравно-лугового характера. Древесные (13—36%) представлены пыльцой *Pinus, Pinus sibirica, Betula, Picea.* Преобладают травянистые (60—80%): Compositae, Chenopodiaceae, *Artemisia.* Средняя часть разреза палинологически не охарактеризована. Из верхних горизонтов террасы Л. Н. Федулиной по разрезу в районе Бийского аэропорта и О. В. Матвеевой по разрезу у восточной окраины Заводской улицы г. Бийска в интервале глубины от 10 до 12 *м* получены очень близкие спорово-пыльцевые комплексы. В низах этого слоя доминируют древесные (75—90%): *Picea, Pinus, Salix* и *Betula.* Среди травянистых растений (25—10%) разнотравно-луговые преобладают над степняками. В верхней части слоя количество древесных значительно уменьшается (до 26%) с увеличением роли ксерофитных травянистых (до 71%).

О возрасте осадков бийской террасы и о ее взаимоотношениях с краснодубровской свитой существует несколько противоречивых мнений. Часть исследователей (В. В. Шарков, Ю. М. Миханков, В. Е. Рясина) считает эти отложения фациальными разностями одного стратиграфического горизонта и сопоставляет их с эпохой максимального среднеплейстоценового оледенения (самаровского на севере Западно-Сибирской низменности и катунского в Горном Алтае). Е. Н. Щукина сопоставляет с катунским

оледенением только нижнюю и среднюю часть террасы. Только верхняя часть разреза бийской террасы, исключая покровные суглинки, является, по Е. Н. Щукиной, собственно аллювиальной, террасовой. Это пачка мощностью около 15 *м* именуется Е. Н. Щукиной ненинским горизонтом и сопоставляется на основании палинологических данных с межледниковьем среднего плейстоцена, примерно соответствующим второй половине рисса. На Межведомственном стратиграфическом совещании по мезо-кайнозою в 1960 г. в г. Новосибирске аллювий пятой террасы был отнесен целиком к среднему плейстоцену (Мартынов, 1961).

Перечисленные выше палеонтологические данные вполне надежно свидетельствуют о верхнеплейстоценовом возрасте верхней и средней части разреза бийской террасы, на что ранее справедливо указывал А. М. Малолетко (1959). Низы террасы пока что палеонтологически не охарактеризованы. Вполне возможно, что грубый аллювий бийской террасы может иметь среднеплейстоценовый возраст и отвечать времени накопления верхней части краснодубровской свиты. Отмеченная И. В. Даниловским фауна холоднолюбивых моллюсков в средней части разреза террасы, возможно, указывает на похолодание в конце среднего плейстоцена. Верхняя половина осадков бийской террасы, судя по фауне моллюсков и спорово-пыльцевым комплексам, формировалась в достаточно благоприятных климатических условиях.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Аллювий четвертой надпойменной террасы крупных рек (alQ_3IV). Четвертая надпойменная терраса широко распространена на левобережье р. Катуни, к северу от линии Александровское — Сетовка — Шульгин Лог, где она прислонена к горно-холмистым предгорьям и имеет вид плоской равнины, усеянной многочисленными бессточными западинами — степными блюдцами. Небольшие фрагменты этой террасы сохранились по правому берегу р. Катуни между селениями Майма и Сростки. Значительная площадь занята четвертой террасой в междуречье Катуни и Бии, между селениями Сростки и Усятское. По правобережью р. Бии, у с. Станица Бехтемирская четвертая терраса по четко выраженному уступу высотой 25—30 *м* примыкает к бийской террасе.

Терраса возвышается над урезом воды в реках на 35—45 *м*, а ее цоколь на 1—2 *м* погружен под уровень воды. Нижняя половина разреза террасы сложена песчано-галечниковыми отложениями с гравием, гальками и валунами. Выше залегают переслаивающиеся супеси и суглинки, постепенно переходящие в лёссовидные суглинки с характерной столбчатой отдельностью.

В предгорьях по долине р. Катуни в составе четвертой террасы преобладают грубозернистые пески с гальками и валунами. В горной части Алтая, у с. Маймы, к четвертой террасе нами отнесен так называемый майминский вал, так как по своей гипсометрии и геоморфологическому положению он хорошо увязывается именно с четвертой террасой. Вал имеет высоту 50—70 *м*, ширину до 1 *км* и вытянут в северо-восточном направлении. С юго-востока он примыкает к коренному склону возвышенностей. В сторону р. Катуни вал имеет террасовые ступени высотой 40 и 20 *м*. В северной части вал круто обрывается к р. Майме, которая выработала в его склоне свою 20-метровую эрозионную террасу. Поверхность вала во многих местах изобилует глыбами и валунами серых биотитово-роговообманковых гранитов. Размеры глыб колеблются от 0,5 до 2—3 *м*, иногда до 5—6 *м*. Эти глыбы заставляли многих исследователей считать вал конечноморенным образованием майминского оледенения. Наблюдающиеся в многочисленных карьерах и выемках разрезы отложений вала свидетельствуют об аллювиальном его происхождении, что было доказано

С. Ф. Дубинкиным в 1961 г. Решение вопроса о генезисе и возрасте отложений майминского вала имеет большое значение, так как он служит своеобразным репером для построения стратиграфических схем четвертичных отложений Горного Алтая и его предгорий. Установив принадлежность отложений майминского вала к аллювию четвертой террасы, мы определяем его возраст вместе с возрастом этой террасы на основании палеонтологических данных.

В 1960 г. Н. А. Гладких в разрезе четвертой надпойменной террасы р. Бии у с. Больше-Угреново на глубине 9,5 *м* от поверхности в лёссовидных супесях обнаружил кости черепа и позвоночника *Mammuthus primigenius* (Blum.) и кости конечностей *Bison priscus* Boj., имеющие, по определению И. Г. Пидопличко (коллагеновый метод), вюрмский возраст. В 3 *м* ниже по тому же разрезу собраны остатки черепов и позвоночника *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Mammuthus primigenius* (Blum.) и копытных, возраст которых, по И. Г. Пидопличко,— вюрм I. К тому же возрасту отнесены И. Г. Пидопличко остатки костей *Equus equus, Citellus* sp. и *Tetrao tetrix,* обнаруженные О. М. Адаменко и Г. А. Нелюбиной в осыпи четвертой террасы р. Бии в одном из оврагов против с. Соусканихи. Из верхней части разреза террасы (с глубины 6—8 *м* от поверхности) в районе с. Новосуртаевка происходят раковины моллюсков, среди которых И. М. Лихаревым определены наземные виды *Columella columella gredleri* Cl. и *Vertigo alpestris* Ald., которые сейчас обитают в альпийской зоне горных областей Европы и Азии и на севере Русской равнины и могут указывать, по мнению И. М. Лихарева, на холодный климат.

Спорово-пыльцевыми анализами (Л. Н. Федулина) в нижней части разреза террасы спор и пыльцы не обнаружено. В средней части преобладает пыльца травянистых растений (57—68%): Chenopodiaceae, Gramineae, Compositae. Из древесных встречена пыльца *Pinus. Picea, Betula.*

Выше пыльца древесных резко доминирует (42—94%) над пыльцой травянистых (6,7—57,6%). Споры отмечаются редко. Из пыльцы древесных чаще всего встречаются *Picea* (17—62%), Pinus (16—20%), *Pinus sibirica* (7,2%) и единично *Betula* (1%). Среди травянистых преобладают ксерофиты (3—36%), но постоянно присутствуют мезофиты (2—14%), а также гидрофиты и гигрофиты. В самых верхах террасы древесные (17,2%) того же состава снова уступают место травянистым (77,4%) степного облика.

Перечисленные выше биостратиграфические данные позволяют датировать четвертую террасу верхним плейстоценом. Холоднолюбивые моллюски в верхней части террасы с известной долей условности позволяют увязывать ее с похолоданием первой половины вюрма.

Аллювий третьей надпойменной террасы крупных рек (al Q_3 III). Очень широко третья надпойменная терраса распространена по левобережью р. Катуни от с. Маймы до г. Бийска и далее вниз по течению. Высота ее постепенно уменьшается от 32—30 *м* у с. Маймы до 20—24 *м* в районе г. Бийска. Мощность аллювия третьей террасы колеблется от 18 до 25—28 *м*. Ее цоколь приподнят над урезом воды в реках на 5—7 *м*, что особенно хорошо видно по правому берегу р. Бии у с. Больше-Енисейского. Поверхность террасы обычно слабобугристая или мелкогрядовая за счет эоловых образований.

По долине р. Катуни от с. Маймы до с. Шульгин Лог аллювиальная толща террасы сложена преимущественно гравийно-галечниковыми образованиями, содержащими множество валунов. Ниже по течению эти грубые отложения постепенно замещаются более мелкообломочными. В районе г. Бийска эта толща имеет существенно песчаный состав с незначительной примесью гальки. В отдельных пунктах (у селений Новосуртаевка, Больше-Енисейское) в разрезе террасы наблюдались линзы старичных илов с прослоями растительного детрита и торфа.

В самых верхних слоях третьей террасы нами собраны орудия верхнепалеолитического человека и кости млекопитающих (стоянка Станица Бехтемирская). Впервые эту стоянку обнаружил в 1960 г. С. Ф. Дубинкин. Она расположена в 1,5 *км* на север от северной окраины с. Станица Бехтемирская, в одном из длинных глубоких оврагов, прорезающих четвертую террасу р. Бии на глубину 35—40 *м*. Овраг развился на месте узкой древней балки, дно которой возвышается на 20—25 *м* над поймой р. Бии и соответствует поверхности ее третьей террасы. На дне этой балки, сейчас прорезанной оврагом на 20 *м*, непосредственно под почвенно-растительным слоем обнаружены многочисленные орудия и обожженные кости лошади и быка.

Такое положение стоянки может свидетельствовать о синхронности ее самым верхним слоям третьей террасы, когда дно балки сливалось с поймой р. Бии и было удобно для поселения древних людей. Каменные орудия этой стоянки изучены В. И. Матющенко. Общий облик материала позволяет датировать стоянку последним этапом верхнего палеолита. Аналогичные стоянки известны по р. Катуни (Сростки), р. Енисею (Переселенческий пункт и др.), в Забайкалье (Кяхта и др.) и в других районах Сибири. Нельзя не отметить тот факт, что на стоянке у Станицы Бехтемирской имеются некоторые орудия (скребло, остроконечник, скребок), аналоги которых известны на стоянке Мальта. Это свидетельствует, по мнению В. И. Матющенко, о том, что стоянка Станица Бехтемирская должна датироваться более ранним периодом позднего палеолита, чем другие стоянки предгорий Алтая.

В 1960 г. верхнепалеолитические стоянки, аналогичные описанной выше, обнаружены нами на сопке Талицкой и у оз. Светлого (район совхоза „Урожайный" Советского района). Эти стоянки, располагаясь на поверхности эрозионных останцов, сложенных палеозоем, не имеют большого стратиграфического значения, однако для археологов могут служить интересными объектами, так как изобилуют разнообразными орудиями труда палеолитического человека.

В аллювии третьей надпойменной террасы нами по рекам Бие (с. Станица Бехтемирская), Катуни (селения Верх-Катунское, Иконниково, Быстрянка), р. Белокурихе (с. Старо-Белокуриха) и Ише (с. Новосуртаевка) собраны многочисленные кости, принадлежащие, по определению И. Г. Пидопличко, *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Bison priscus* Boj., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bos* sp., *Equus equus, Citellus* sp., *Cricetus* sp. По данным коллагенового анализа, кости имеют вюрмский возраст.

Е. Н. Щукина (1960), Ю. М. Миханков (1960) и другие исследователи в районе г. Бийска в отложениях третьей террасы обнаружили остатки многочисленных представителей верхнепалеолитического комплекса млекопитающих, среди которых присутствуют руководящие для верхнего плейстоцена формы *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа и *Bison priscus deminutus* W. Grom.

В отложениях третьей террасы собрано большое количество моллюсков. По определению И. М. Лихарева, водные виды представлены в основном обитателями болот и мелких стоячих водоемов. Из наземных преобладают луговые формы так называемого лёссового комплекса. Интересно наличие большого числа раковин *Pupilla sterri* Voith., которые по мнению И. М. Лихарева, могут указывать на теплый климат.

По данным спорово-пыльцевых анализов Л. Н. Федулиной и О. В. Матвеевой, во время отложения синих илов нижней части четвертой надпойменной террасы р. Иши, соответствующей третьей террасе р. Катуни, в долинах рек произрастали сосново-кедрово-еловые леса. В этом горизонте пыльца древесных (79—81%), представленных *Picea* (13,5—45%) и *Pinus* (44—26%), резко преобладает над пыльцой травянистых

(15—18%), которые имеют ксерофитный характер. Споры составляют 2—3% и представлены *Bryales* и Polypodiaceae.

В средней части разреза количество пыльцы древесных (16,6—24,4%) резко уменьшается с одновременным увеличением роли травянистых (69,9—74,8%). Но иногда (погребенный торфяник у с. Станица Бехтемирская) пыльца древесных (46,8%) и пыльца травянистых (51,1%) присутствуют почти в равных количествах.

Из верхней части аллювия выделены спорово-пыльцевые спектры, характеризующиеся значительным уменьшением роли древесных (27,1%) с увеличением количества травянистых (до 68,2%) и спор (до 7%).

Самые верхние горизонты аллювия третьей террасы охарактеризованы своеобразными спорово-пыльцевыми комплексами, для которых характерно резкое преобладание пыльцы древесных (66—84%), представленных исключительно *Betula* с примесью *Pinus* над травянистыми (11—28%), имеющими остепненный характер. Такое резкое изменение растительности свидетельствует об окончании формирования третьей террасы как пойменной и о переходе ее к стадии надпойменной, являющейся частью водораздельных пространств с господствующими лесостепными растительными ассоциациями, изобилующими березовыми колками.

Формирование третьей надпойменной террасы крупных рек охватывало часть верхнего плейстоцена и происходило, судя по фауне моллюсков, в условиях достаточно умеренного климата.

Аллювий второй надпойменной террасы крупных рек (alQ_3 II). Вторая надпойменная терраса рек Бии и Катуни и соответствующая ей третья надпойменная терраса речек Песчаной, Каменки, Иши, Талицы, Бехтемира, Чемровки и других распространены вдоль этих рек довольно широко, возвышаясь над их урезом на 14—16 *м*. Цоколь террасы располагается примерно на уровне современных рек или погружен под него на 1—2 *м*. Мощность аллювия составляет 12—15 *м*.

В районе с. Новосуртаевка, на правом берегу р. Иши, наблюдается четкое прислонение отложений второй террасы к третьей. Аллювий второй надпойменной террасы в направлении от предгорий к равнине изменяет свой состав от грубообломочных валунно-галечниковых до песчано-гравийных и суглинисто-супесчаных отложений. В долинах малых рек их третья надпойменная терраса сложена песчано-гравийными отложениями с большим количеством супесей, суглинков и илов.

В аллювии второй террасы крупных рек различными исследователями собрана фауна млекопитающих верхнепалеолитического комплекса: *Cervus* cf. *elaphus* L., *Equus caballus, Capreolus* sp., *Mammuthus primigenius* (Blum.) (позднего типа), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bos* sp., *Megaloceros giganteus* L., *Bison priscus* Boj., свидетельствующая о верхнеплейстоценовом возрасте заключающих ее отложений.

В богатых комплексах пресноводных и наземных моллюсков, определенных И. М. Лихаревым по сборам автора, часто встречается теплолюбивый вид *Pupilla sterri* V., являющийся чуждым элементом в современной фауне Западной Сибири. Видимо, отложения террасы формировались в благоприятной климатической обстановке.

Аллювий первой надпойменной террасы крупных рек (alQ_3I). Эта терраса распространена ограниченно. Чаще всего ее разрезы можно наблюдать по р. Песчаной у с. Смоленского, по левобережью Бии от с. Усятского до г. Бийска и по левобережью Катуни в районе совхоза „Урожайный". Первая терраса возвышается над урезом воды в реках на 8—11 *м*. Ее цоколь погружен под урез воды на 10—15 *м*, а мощность аллювия достигает 20—25 *м*.

В зоне предгорий Алтая (у выхода рек Бии и Катуни с гор) первая терраса сложена хорошо окатанными галечниками с примесью разнозерни-

стых полимиктовых песков. Ниже по течению р. Бии от района селений Больше- и Мало-Енисейское, а по р. Катуни от с. Талицы — в составе аллювия первой террасы преобладают разнозернистые пески с редкой примесью гальки. По малым рекам отложения второй надпойменной террасы, соответствующие первой террасе главных рек, представлены переслаивающимися суглинками, песками и илами.

В аллювии первой террасы р. Бии на ее левом берегу, в районе Бийского кожзавода, нами обнаружена кость человека (*Homo* sp.). В делювиальных суглинках верхов разреза второй надпойменной террасы р. Малой Песчаной выше с. Старобелокуриха Г. А. Нелюбиной собраны кости копытного, относящиеся на основании определения по коллагеновому методу к раннему голоцену. Залегающий ниже аллювий первой террасы, видимо, следует датировать верхами верхнего плейстоцена.

В спорово-пыльцевых комплексах (Л. Н. Федулина) из верхней части первой террасы пыльца древесных резко преобладает (до 96%) и принадлежит *Pinus* (6—18%), *Pinus sibirica* (до 37%), *Picea* (18—37%), *Larix* и *Betula*. Из травянистых (3,7%) в единичном количестве встречаются Labiatae, Gramineae, Compositae. Климат времени формирования верхов разреза первой террасы, видимо, был близким к современному.

Делювиально-аллювиальные отложения древних логов (d + al Q_3). В зоне предгорий Алтая есть много балок и логов, заполненных маломощными (5—8 *м*) суглинисто-супесчанистыми отложениями, содержащими неправильнослоистые включения песков, гравия, щебня и отдельные обломки пород. Древние лога врезаны в отложения пятой и четвертой надпойменных террас. Своими устьями они сливаются с поверхностями третьей надпойменной террасы крупных рек, образуя на ней небольшие конусы выноса. Некоторые лога являются висячими, подрезанными современными поймами и по своей высоте соответствуют третьей или второй надпойменным террасам.

Субаэральные покровные отложения (sa Q_3). Водораздельные пространства, сложенные с поверхности отложениями краснодубровской свиты, и ступени шестой, пятой и четвертой надпойменных террас перекрыты плащеобразным покровом лёссовидных пород мощностью от 5—10 до 15 *м*. Это — серые, палево-серые, желтовато-бурые неслоистые пористые сильно карбонатные супеси и суглинки с хорошо выраженной столбчатой отдельностью, с остатками кротовин и корней растений. По условиям распространения, сравнительно малой мощности, плащеобразному залеганию на различных геоморфологических уровнях и на разных абсолютных высотах с амплитудой до 400—500 *м*, по почти повсеместному отсутствию слоистости и по наземному характеру захороненных в покровных отложениях моллюсков они, видимо, имеют эоловое происхождение.

Однако иногда заметная слоистость этих пород, линзы и неправильные включения несортированных песков и щебня, некоторое увеличение мощности покровных отложений у подножий склонов и в межсопочных понижениях и другие признаки свидетельствуют об участии в формировании покровных супесей и суглинков процессов делювиального и пролювиального сноса. В общем покровные образования имеют смешанный субаэральный генезис.

На левом берегу р. Иши (против с. Новосуртаевка) в линзе песков, залегающей в покровных суглинках на поверхности четвертой террасы, собраны кости *Arvicola amfibius*. У с. Больше-Угреново из покровных супесей извлечен череп *Meles meles*. На берегу р. Поперечной, у с. Россоши, найдены вымытые из покровных суглинков остатки неопределимых копытных, а также *Bison priscus* Boj. и *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), которые, по коллагеновому методу, отнесены ко времени вюрма I.

Из самых низов покровных супесей, залегающих на пятой террасе р. Бии (овраг Костин Ров у с. Станица Бехтемирская) О. В. Матвеевой (1960) в интервале глубины от 6 до 9,8 *м* построена спорово-пыльцевая диаграмма, характеризующая лесостепную растительность с преобладанием травянистых.

Возраст субаэральных отложений определяется их залеганием на краснодубровской свите и на поверхностях шестой, пятой и четвертой надпойменных террас и прислонением к ним отложений поймы. Видимо, формирование покровных супесей и суглинков охватывало весь верхний плейстоцен, так что самые низы их, залегающие на водоразделах, синхронны верхней части аллювия пятой и четвертой террас, а верхняя часть покровных отложений на водоразделах образовалась одновременно с накоплением в долинах аллювия третьей, второй и первой надпойменных террас. Эоловая пыль, образующаяся при развевании аллювия этих террас, выносилась за пределы долин и отлагалась на водоразделах в виде супесей и суглинков, отчасти переработанных потом делювиально-пролювиальными процессами.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН — ГОЛОЦЕН

Пролювиально-делювиальные отложения ($pl+dQ_{3-4}$). В горно-холмистых предгорьях, у подножий крутых склонов, прорезанных логами и оврагами, наблюдаются многочисленные конусы выноса, наложенные на поверхности третьей, второй и первой надпойменных террас. Конусы имеют ширину до 0,5—1 *км* и длину до нескольких сот метров и сложены супесями и суглинками с примесью песка и щебня, с расщепляющимися горизонтами погребенных почв. Формирование делювиально-пролювиальных отложений конусов выноса происходило на протяжении верхнего плейстоцена и голоцена, так как нижние слои конусов сливаются с аллювием третьей и более молодых надпойменных террас, а верхняя их часть продолжает формироваться и в настоящее время.

Делювиально-аллювиальные отложения современных логов ($d + al\ Q_{3-4}$). Современные лога и балки заполнены делювиально-аллювиальными осадками мощностью 3—7 *м*, которые ничем не отличаются от таковых в вышеописанных древних логах.

Образование современных логов происходило, видимо, когда в долинах крупных рек формировались низкие надпойменные террасы. В отличие от древних логов, являющихся сейчас по отношению к пойме висячими, современные лога продолжают активно развиваться до настоящего времени.

Эоловые отложения ($eol\ Q_{3-4}$). На поверхностях третьей и второй надпойменных террас Бии и Катуни очень широко распространены эоловые отложения, залегающие в виде гряд, параболических дюн и других аккумулятивных форм. Они сложены желтовато- и буровато-серыми мелкозернистыми хорошо окатанными песками с характерной косой и вихреватой слоистостью.

Начало развевания песков относится к концу эпохи накопления аллювия третьей террасы крупных рек, так как по аэрофотоснимкам видно, что образование дюн началось с развевания прирусловых валов, окаймляющих реликты древних русел на третьей террасе. В районе с. Сростки в выдувах дюн Е. Н. Щукиной (1960) обнаружены неолитические орудия, которые отнесены С. В. Киселевым к андроновской культуре (XVIII—XVI вв. до н. э.). Этим временем Е. Н. Щукина датирует окончание интенсивных процессов перевеивания песков. Эоловые отложения формируются и в настоящее время, хотя этот процесс и мало интенсивен.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений района слия

Стратиграфическая шкала: Система	Отдел	Ярус	Зона	Фациально-геоморфологические зоны осадконакопления: Долины			Междуречья			Археологические памятники	Млекопитающие	
Четвертичная (антропогеновая)	Голоцен	Современный	Современный комплекс фауны	Аллювий пойм (каменский горизонт) — al Q_4	Болотные отложения: илы, торф — hQ_4					Березовский этап Большереченской культуры (II—I вв. до н. э.) Андроновская культура (XVII—XVI вв. до н. э.) — в выдувах дюн	*Castor fiber* L., *Arvicola amfibius*	Водные: *G* *Anisus leucos* *leachi* Shepp., Наземные: *St* *Vallonia tenu*
	Верхний плейстоцен	Вюрм	*Elephas primigenius* (верхнепалеолитический); *E. primigenius* позднего типа	Аллювий первой надпойменной террасы крупных рек и второй надпойменной террасы малых рек (песчанский горизонт)	Делювиальные и аллювиальные отложения древних логов	Делювиальные и аллювиальные отложения современных логов,	Эоловые отложения: пески — eol Q_{3-4}	Пролювиальные и делювиальные отложения: щебень, пески, супеси, суглинки, глины — pl+d Q_{3-4}	Элювиальные и делювиальные отложения: глыбы, щебень, пески, супеси, суглинки. Коллювиальные отложения: щебнисто-глыбовые осыпи курумы — el+dQ, cQ		*Homo* sp. Ранний постгляциал (по коллагеновому методу)	Водные: *G* *Anisus leucos* Наземные: *St* *S. oblonga* Dr L., *Vallonia*
				Аллювий второй надпойменной террасы крупных рек и третьей надпойменной террасы малых рек (талицкий горизонт)							*Cervus* cf. *elaphus* L., *Equus caballus*, *Mammuthus primigenius* (Blum.) (поздний тип.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Megaloceros giganteus*, *Bison priscus* Boj.	Водные: *G* *palustris* Mül Müll., *Gyra* Schmidt, *G.* Наземные: *S*
				Аллювий третьей надпойменной террасы крупных рек и четвертой надпойменной террасы малых рек (енисейский горизонт)			Субаэральные покровные отложения: лёссовидные супеси и суглинки, пески—Q_3			Последняя стадия верхнего палеолита. Стоянки: станица Бехтемирская, сопка Талицкая, оз. Светлое, оз. Кругленькое, Бийск, Сростки, Майма и др.	*Mammuthus primigenius* (Blum.), *Bison priscus* Boj., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus (Equus)* sp., *Citellus* sp., *Cricetus* sp., *Bison priscus deminutus* W. Grom.	Водные: *G* *Anisus leucos* *rossmässleri* *leachi* Shepp., *mis* Lind. Наземные: *St* *Pupilla sterri*
				Аллювий четвертой надпойменной террасы крупных рек (бехтемирский горизонт)							*Mammuthus primigenius* (Blum.), *Bison priscus* Boj., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus (Equus)* sp., *Tetrao tetrix*, *Citellus* sp.	Водные: *G* *Anisus leucos* *rossmässleri* *planorbis* L. Наземные: *S* *Succinea oblo* *pestris* Ald., *gredleri* Cl.,
				Аллювий пятой надпойменной террасы крупных рек (бийский горизонт)							*Bison priscus* Boj., *Equus (Equus)* sp., *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Rhinoceros* sp., *Alces* sp., *Cervus (Megaloceros)* sp., *C. elaphus* L., *Rangifer tarandus* L.	Водные: *R* Heb., *Par* Leigl., *Gyra* *gredleri arcti* Наземные: *S* *S. oblonga* Dr
				Аллювий шестой надпойменной террасы крупных рек								
	Средний плейстоцен	Рисс	*E. primigenius* раннего типа; *Elephas trogontherii* (хазарский)	Краснодубровская свита. На водоразделах — субаэральные лёссовидные супеси и суглинки с горизонтами погребенных почв. В долинах — озерно-аллювиальные и аллювиальные пески, супеси и суглинки							В нижней части: *Equus caballus chosaricus* W. Grom., *Mammuthus trogontherii* Pohl., *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Spalax* sp., *Cittelus* sp.,	
	Нижний плейстоцен	Миндель	*Elephas wüsti* (тираспольский)	Монастырская свита. Аллювий погребенных долин							В верхней части: *Mammuthus trogonterii* Pohl., *Equus (Equus)* sp., *Rhinoceros* sp., *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Ursus arctos* L.	В вер Водные: *Gal* *Gyraulus ac* *rossmässleri* A *piscinalis* Mü *sale* Pfr., *Co* Наземные: *St* *Cochlicopa lu* В нижней ча *minalis* Müll
				lal N_2 — Q_1kč Кочковская свита. Озерно-аллювиальные глины с прослоями песков, галечников в долинах и делювиально-пролювиальные глины на склонах водоразделов								
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	*Elephas meridionalis* (таманский) *E. planifrons* (хапровский)									
		Средний		Павлодарская свита								

кема четвертичных отложений района слияния рек Бии и Катуни

	Палеонтологические данные				
	Млекопитающие	Моллюски	Карпологические остатки	Спорово-пыльцевые комплексы и растительные ассоциации	
этап й -I вв. куль- -XVI в вы-	*Castor fiber* L., *Arvicola amfibius*	Водные: *Galba palustris* Müll., *Anisus leucostomus* Müll., *Bithinia leachi* Shepp., *Valvata piscinalis* Müll. Наземные: *Succinea, elegans* Risso, *Vallonia tenuilabris* A. Br.	*Alisma plantago* L., *Scirpus lacustris* L., *Lemna trisulca* L., *Hippuris vulgaris* L., *Filipendula ulmaria* Maxm., *Mentha arvensis* L., *Lycopus europeum* L., *Hypericum hirsutum* L. cf., *Pinaceae* gen., *Betula* sp.	Поздний голоцен: спектры а) с максимумом пыльцы березы, б) с равным количеством пыльцы березы и сосны, в) с обилием пыльцы сосны. Средний голоцен: березово-сосновые с примесью кедра и травянистые ассоциации Древний голоцен: пыльца травянистых растений преобладает над пыльцой древесных, представленных сосной и березой	
	Homo sp. Ранний постгляциал (по коллагеновому методу)	Водные: *Galba palustris* Müll., *Anisus leucostomus* Müll. Наземные: *Succinea elegans* Risso, *S. oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* L., *Vallonia tenuilabris* A. Br.		Спектры из верхней части разреза террасы: пыльца древесных резко преобладает (до 90%) и принадлежит сосне, кедру, ели	
	Cervus cf. *elaphus* L., *Equus caballus*, *Mammuthus primigenius* (Blum.) (поздний тип.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Megaloceros giganteus*, *Bison priscus* Boj.	Водные: *Galba glabra* Müll., *G. palustris* Müll., *Anisus leucostomus* Müll., *Gyraulus rossmässleri* A. Schmidt, *G. acronious* Fer. Наземные: *Succinea oblonga* Drap.			
гадия лита. ница зопка Свет- ьское, стки,	*Mammuthus primigenius* (Blum.), *Bison priscus* Boj., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus (Equus)* sp., *Citellus* sp., *Cricetus* sp., *Bison priscus deminutus* W. Crom.	Водные: *Galba palustris* Müll. *Anisus leucostomus* Müll., *Gyraulus rossmässleri* A. Schmidt, *Bithynia leachi* Shepp., *Armiger crista Enermis* Lind. Наземные: *Succinea oblonga* Drap., *Pupilla sterri* Voith.	*Picea* spp., Pinaceae, *Potamogeton perfoliatus*, *P. filiformis*, *Heleocharis palustre*, *Ranynculus repens*, *R. aquatilis*, *Rumex convertus*, *Euphorbia* spp., Labiatae gen.	В верхней части разреза террасы: в спектрах пыльца травянистых резко преобладает над древесной (сосна, кедр, ель, лиственница). В средней части: пыльца древесных (ель, сосна, кедр, лиственница, ива) и травянистых растений встречается в равных количествах. В нижней части: пыльца древесных (ель, сосна, кедр, лиственница) резко преобладает над пыльцой травянистых, представленных в основном ксерофитами	
	Mammuthus primigenius (Blum.), *Bison priscus* Boj., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus (Equus)* sp., *Tetrao tetrix*, *Citellus* sp.	Водные: *Galba palustris* Müll., *Anisus leucostomus* Müll., *Gyraulus rossmässleri* A. Schmidt, *Planorbis planorbis* L. Наземные: *Succinea elegans* Risso, *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia alpestris* Ald., *Columella columella gredleri* Cl., *Petrolita petronella* Pfr.	*Picea*, *Potamogeton gramineus luneus* Gerarrdi, *Hippuris vulgaris* L., *Heleocharis* sp., *Thalictrum angustifolium*, *Potentilla anserina* L.	В верхней части: пыльца травянистых преобладает над пыльцой древесных (ель, сосна, кедр). В средней части: пыльца древесных (ель, сосна, кедр, береза) преобладает над пыльцой травянистых. Ниже — преобладает пыльца травянистых над древесной (сосна, ель и береза)	
	Bison priscus Boj., *Equus (Equus)* sp., *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Rhinoceros* sp., *Alces* sp., *Cervus (Megaloceros)* sp., *C. elaphus* L., *Rangifer tarandus* L.	Водные: *Radix auriculari atumida* Heb., *Paraspira septemgyrata* Leigl., *Gyraulus gredleri* Gredl., *G, gredleri arcticus*. Наземные: *Succineae pfeifferi* Ross, *S. oblonga* Drap.		В верхней части: резко преобладает пыльца древесных (75—90%): ель, сосна, ива и береза. В нижней части: резкое преобладание пыльцы травянистых (60—80%) над пыльцой древесных, представленных сосной, кедром, березой,	В покровных отложениях пыльца лесостепной растительности с резким преобладанием травянистых. В составе последних ксерофиты. Пыльца древесных представлена елью, сосной и березой. Очень много спор зеленых мхов
	В нижней части: *Equus caballus chosaricus* W. Grom., *Mammuthus trogontherii* Pohl., *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Spalax* sp., *Cittelus* sp.,			В средней части: пыльца травянистых, представленных ксерофитами (маревые, злаковые, полыни), резко преобладает над пыльцой, древесных представленных сосной, елью и др. В нижней части: в спектрах преобладает пыльца древесных (50—70%), представленных елью, сосной и ольхой. Пыльца травянистых — до 20—40%	
	В верхней части: *Mammuthus trogonterii* Pohl., *Equus (Equus)* sp., *Rhinoceros* sp., *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Ursus arctos* L.	В верхней части Водные: *Galba palustris* Müll., *Gyraulus acronicus* Fer., *G. rossmässleri* A. Schm,, *Valvata piscinalis* Müll., *Pisidium obtusale* Pfr., *Coretus corneus* L. Наземные: *Succinea elegans* R., *Cochlicopa lubrica* Müll. В нижней части: *Corbicula fluminalis* Müll.	В верхней части: *Sparganium affine* Schnizl., *Potamogeton* cf. cf. *crispus* L., *Carex ripuria* Curt., *Scirpus suckaczewii* (Nikit.) Dorof. *Comarum palustre* L., *Potentilla anserina* L., *Hippuris vulgaris L.*	В верхах разреза: пыльца травянистых (41—80%) — ксерофиты — преобладает; пыльца древесных (16—50%) представлена елью, сосной, березой. В верхней части: роль древесных заметно возрастает (до 60%); среди них господствует ель, часто встречаются кедр, сосна, пихта, лиственница, иногда тсуга, граб, ореховые. В нижней части: пыльца древесных (44%) представлена сосной, елью, березой, тсугой, ивой. Травянистые (53%) — лебедовые, лютиковые, злаковые, гвоздичные, губоцветные	
				Елово-сосновые леса с остепненным травостоем. Пыльца древесных (59—78%) представлена сосной и елью с примесью березы, ольхи, лиственницы, дуба, граба, лещины и липы. Травянистые (20—40%) представлены ксерофитами	

ГОЛОЦЕН

Аллювий пойм крупных и малых рек и первой надпойменной террасы малых рек (alQ_4). Пойменные террасы сложены супесями и песками с примесью гальки и валунов мощностью — 10—15 *м*. По крупным рекам выделяются два уровня поймы: высокий (3—4 *м*) и низкий (1,5—2 *м*). Высокая пойма Бии и Катуни вверх по течению их притоков постепенно повышается относительно уреза воды в этих речках и является для них первой надпойменной террасой. Она сложена преимущественно серыми илами, содержащими линзы песков и торфа. На поверхности первой надпойменной террасы малых рек часто распространены торфяники.

В верхней части разреза первой террасы р. Чемровки возле с. Шубинки в 1959 г. Н. А. Гладких обнаружил осколки глиняного сосуда, относящегося, по заключению В. И. Матющенко, к березовскому этапу большереченской культуры верховий Оби, которая датируется II—I веками до н. э. В этом же слое собраны кости, принадлежащие, по определению И. Г. Пидопличко, *Castor fiber* и *Arvicola amfibius*. По данным спорово-пыльцевых анализов, в начале голоцена в долинах рек произрастали березово-сосновые леса с развитым травянистым покровом лугово-степного характера. В середине голоцена в древостое появляется сибирский кедр, а состав трав остается прежним. Верхи голоцена характеризуются преобладанием березовых, сосновых и смешанных лесов.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Предлагаемая схема построена по биостратиграфическому принципу и в этом ее основное отличие от существующих схем Е. Н. Щукиной (1960), А. И. Москвитина (1960) и Ю. М. Миханкова (1960), в основу которых положены палеоклиматические изменения, установленные по данным спорово-пыльцевых анализов. Применимость последних для целей восстановления палеоклимата, по-видимому, несколько переоценивается, так как обычно упускается из вида возможность некоторых изменений растительных ассоциаций в связи с эволюцией самой долины.

2. В настоящее время можно считать твердо установленным отсутствие каких-либо непосредственных проявлений ледниковой деятельности в зоне северных предгорий Алтая.

3. Намеченные по фауне моллюсков и другим признакам три этапа похолодания (два в среднем плейстоцене и один в верхнем), возможно, отвечают общепланетарным климатическим колебаниям, вызывавшим материковые оледенения, что позволяет с некоторой долей условности привязать предлагаемую схему к стратиграфическим схемам антропогена Сибири и Европы. Увязывать эти эпохи с оледенениями Алтая пока преждевременно. Сопоставление его оледенений с общепланетарными похолоданиями может быть достигнуто путем прослеживания и увязки выделенных в предгорьях стратиграфических горизонтов с моренами.

ЛИТЕРАТУРА

Дубинкин С. Ф. Новые данные о майменской «морене» Горного Алтая.— Сов. геология, 1961, № 4.

Малолетко А. М. К стратиграфии четвертичных отложений Предалтайской части Западной Сибири.— Известия высш. уч. заведений, геология и разведка, 1959, № 8.

Мартынов В. А. Опыт корреляции четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности.— В сб.: «Решения и труды Межведомств. совещания по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратиграф. схем. Зап.-Сиб. низменности», ч. 2. Новосибирск. 1961.

Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений предгорий Алтая, горных районов Восточного Алтая и Западной Тувы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 31, 1960.

Миханков Ю. М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южного Приобья.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 39.

Москвитин А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири.— Труды геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины.— Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, № IX (55), 1941.

Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфии их на территории Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXII

А. М. МАЛОЛЕТКО

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Предалтайская часть Западной Сибири объединяет несколько орографических районов. На севере расположен Салаирский кряж, представляющий собой невысокое (400—450 *м* абс. высоты) пенепленизированное сооружение с отдельными эрозионными останцами, поднимающимися до 560—600 *м* абсолютной высоты.

Внутри дуги Салаирского кряжа находится Обь-Чумышская впадина, являющаяся одним из «заливов» Западно-Сибирской низменности. Впадина выполнена толщей рыхлых отложений палеогенового, неогенового и четвертичного возраста мощностью до 200—300 *м*. На юго-востоке Обь-Чумышская впадина соединяется Неня-Чумышским грабеном с Кузнецкой котловиной, а на западе открывается в Кулундинскую впадину. На юге граница впадины проходит по четко выраженному в рельефе фасу Алтая.

По своему географическому положению, устройству поверхности и геологическому строению Предалтайская равнина является связующим звеном между Западно-Сибирской низменностью и Горным Алтаем, и ее геологическая история, в том числе и четвертичная, имеет много общего с историей этих районов. Поэтому изучение палеогеографии Предалтайской равнины представляет известный интерес для увязки основных событий четвертичной истории Западно-Сибирской низменности и Горного Алтая.

Первые попытки воссоздания четвертичной истории отдельных частей Предалтайской равнины были сделаны Г. Н. Танфильевым (1902), Б. Ф. Сперанским (1924). Интересные построения имеются в работах П. А. Православлева (1933), Н. Н. Соколова (1935), М. П. Нагорского (1941 а, б), а также Б. В. Мизерова (1957), В. А. Мартынова (1957), А. И. Москвитина (1953, 1960), Е. Н. Щукиной (1960). Однако работы этих авторов имели преимущественно стратиграфический характер, и не все элементы географической среды нашли в них свое отражение.

В настоящей статье использованы материалы, полученные в процессе геологических съемок и поисковых работ в 1958—1961 гг. Обработка этих материалов позволила довольно полно реконструировать палеогеографию четвертичного периода исследованного района и наметить некоторые основные ее закономерности.

Описание палеогеографии произведено на основе четырехчленного деления четвертичного периода. Сопоставление этой схемы деления с другими дано в табл. 3.

НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ЭПОХА

Раннечетвертичную историю Предалтайской равнины необходимо рассматривать в тесной связи с верхнеплиоценовой (эоплейстоценовой, по В. И. Громову). К концу плиоцена относится заложение гидрографической

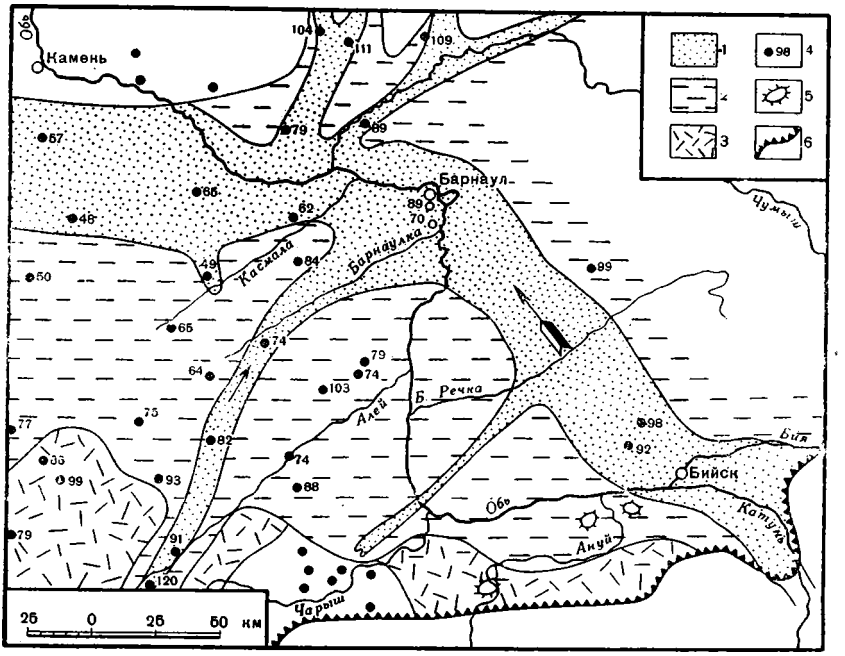


Рис. 1. Схема верхнеплиоценовой гидрографической сети Предалтайской равнины

1 — русло основных рек; *2* — заболоченные низины с озерами и небольшими речками; *3* — делювиальные глинистые отложения; *4* — буровые скважины (цифрами указаны абсолютные отметки подошвы барнаульской свиты); *5* — эрозионные останцы; *6* — фас Алтая. Стрелками показано направление течения рек

сети, развитие которой завершилось в нижнечетвертичное время. Конфигурация этой гидросети устанавливается по распространению так называемых барнаульских песков. Последние были выделены в самостоятельный стратиграфический горизонт (свиту) М. П. Нагорским (1941б). Позднее А. И. Москвитин (1953, 1960) и А. В. Мартынов (1957) придали этому горизонту несколько иной объем.

Барнаульские пески, будучи типично речными образованиями, выполняют эрозионные ложбины, выработанные в неогеновых отложениях. Судя по изменению мощности песков и гипсометрическому положению их ложа, основная водная артерия, аллювиальными образованиями которой являются эти пески, брала начало в Алтайских горах. По выходе из гор южнее г. Бийска она приобретала северо-западное направление, которое у г. Барнаула меняла на широтное (рис. 1). Справа в нее впадали небольшие притоки, стекавшие с Салаирского кряжа. Левобережные притоки были немногочисленны и, как правило, небольшие по размерам. Лишь один из них достигает своими верховьями гор. Русловой аллювий этого притока прослежен скважинами от низовьев р. Поперечной (правый приток Алея) до г. Барнаула.

Барнаульские пески обычно мелко- и среднезернистые, голубовато-зеленые, слюдистые. В базальном горизонте они содержат мелкий гравий, перемытые известковистые конкреции, куски древесины, битые раковины моллюсков. В аллювии основной водной артерии и ее наиболее крупного левого притока присутствуют мелкие (1—3 *см*) гальки кварца, кварцевых порфиров, порфиритов, эпидотизированных диорит-порфиров, гранитов, кварцевых песчаников, хлорито-глинистых сланцев и других алтайских пород. С удалением от гор размер и количество галек уменьшается.

В буровой скважине 133 (г. Барнаул) на глубине 121 *м* (42 *м* ниже уреза Оби) в барнаульских песках была найдена сильно минерализован-

ная косточка грызуна из семейства корнезубых полевок. По мнению И. М. Громова, грызун имеет верхнеплиоценовый возраст. Это первое определение возраста барнаульских песков по костным остаткам, причем сделанное по находкам в стратотипическом разрезе.

Спорово-пыльцевые комплексы из барнаульских песков отличаются большим родовым и видовым разнообразием. Среди споровых установлены *Selaginella, Azolla,* Polypodiaceae, *Bryales* (преобладают), *Equisetum,* Licopodiaceae, *Sphagnum.* Среди голосеменных преобладает пыльца сосны. В единичных случаях отмечены зерна пыльцы таксодиевых, тсуги, эфедры. Более разнообразен состав покрытосеменных. Среди них встречаются ореховые, гикори, лапина, лещина, бук, дуб, граб, ильмовые, клен, липа, нисса, вересковые, гооденниевые, ива, береза (резко преобладает), ольха.

Пыльца травянистых растений представлена в основном маревыми, полынью и сложноцветными. В меньшем количестве присутствуют рогоз, водокрасовые, рдесты, частуховые и разнотравье лугового типа.

Семенная флора, выделенная из песков барнаульской свиты (скважина 77) с глубины 94,6 *м*, пробуренной в совхозе «Кубанка» Калманского района, была изучена А. П. Никитиным. Наряду с преобладающими во флоре (72%) местными западносибирскими видами встречены формы, совершенно чуждые современной растительности степного Алтая и вообще Сибири: виноград, актинидии, бархатное дерево, аралия, *Azolla* sec. *rhizosperma, Bunias sukaczewii* (Nikit.) Kipiani, *Hartzia.* В скважине 228 у с. Большая Речка (правобережье Оби) на глубине 117 *м* в барнаульских песках был найден плод грецкого ореха (определение Г. А. Балуевой).

Рельеф Предалтайской равнины к началу четвертичного периода мало чем отличался от современного. К этому времени были сформированы все основные ее орографические особенности. Салаирский кряж представлял пенепленизированную, слабо всхолмленную возвышенность с отдельными эрозионными останцами высотой до 200 *м.* В замкнутых впадинах между останцами накапливались существенно глинистые делювиальные образования.

Типичный мелкосопочный рельеф был развит на юге территории — в предгорьях Алтая. Наиболее крупные останцы были приурочены к выходам гранитов в низовьях Ануя, Песчаной, на междуречье Ануя и Чарыша и в ряде других мест. Наиболее пониженная часть территории между Салаирским кряжем на севере и Алтайскими горами на юге, была занята сложной озерно-речной системой пра-Оби, характеристика которой была дана выше.

Судя по растительным ассоциациям, климат первой половины нижнечетвертичной эпохи был умеренно теплым. С удалением от Алтая на запад, в сторону Кулунды, спорово-пыльцевые комплексы из нижнечетвертичных отложений имеют несколько иной характер. Видовой состав становится более бедным, возрастает роль трав (с 26 до 69%), уменьшается содержание березовых (с 20 до 1%). Очевидно, в то время как и ныне, климат этой области отличался большей аридностью.

Стратиграфически выше песков барнаульской свиты залегают темносерые и бурые глины кочковской свиты. Эти глины содержат обильные раковины пресноводных моллюсков. Спорово-пыльцевые комплексы, полученные из глин, в основном аналогичны комплексам из барнаульских песков, что указывает на сходные климатические условия времени их образования. В толще встречаются горизонты погребенных почв лугового и болотного типа.

И. М. Лихарев определил из нижних горизонтов кочковской свиты (скважина 227 в низовье р. Поперечной, правого притока р. Алей) раковины теплолюбивого моллюска *Valvata pronacitina* Lindh., ныне в Сибири не живущего.

Верхние горизонты кочковской свиты значительно отличаются от нижних как генезисом пород, так и составом спорово-пыльцевых комплексов. Верхние горизонты кочковской свиты слагаются грубыми лёссовидного облика суглинками бурого цвета. Суглинки содержат обильные известковистые конкреции, крупные (до 0,2 *м*) друзы гипса. Погребенные почвы относятся к другому степному типу почвообразования. Породы менее насыщены спорами и пыльцой. Их состав становится бедным. Возрастает роль маревых, Pinaceae, особенно *Pinus* п/р *Haploxylon*. Из покрытосеменных встречены единичные зерна ореховых, гикори, ясеневых, ивы, тополя, березы, ольхи, жимолости.

Обеднение спорово-пыльцевых комплексов, наряду с лёссовидным обликом пород, свидетельствует о резком изменении климата в сторону похолодания и уменьшения количества осадков.

Выясняя историю Предгорий Алтая во второй половине нижнечетвертичной эпохи, необходимо привлечь материалы по Томскому Приобью.

Наиболее древними из четвертичных отложений в районе г. Томска являются так называемые тайгинские глины К. В. Радугина (1934). В глинах была найдена пыльца широколиственных форм, среди которых преобладают дуб, вяз. Из хвойных в большом количестве содержится пыльца ели, в меньшем — пыльца сибирского кедра и сосны (Фениксова, 1957). Этот спектр сближает тайгинские глины с нижнечетвертичными глинами кочковской свиты Предгорий Алтая. В районе с. Ярского, на р. Томи выше г. Томска, залегают галечники так называемой ярской «морены». Некоторыми авторами (Шацкий, 1956, и др.) принимается ледниковый генезис галечников. По мнению В. В. Фениксовой (1957), галечники имеют флювиогляциальное происхождение. Взаимоотношение ярских галечников с тайгинскими глинами не совсем ясно. К. В. Иванов (1956, стр. 93—94) сообщает, что ярская «морена», будучи вложенной относительно тайгинских глин, более молодая. П. А. Никитиным из пород ярской «морены» извлечена семенная форма следующего состава: *Selaginella selaginoides* L., *Nitella* sp., *Larix* sp.. *Potamogeton alpinus* Bald., *P. pusilus* L., *Carex rigida* Good., *Betula nana* L., *Malachium aquaticum* Er., *Batrachium aquatilis* L., *Ranunculus redatifidus* Sen., *Alisma plantago* L., *Potentilla nivea* L., *Callitriche* sp., *Viola* sp., *Hippuris vulgaris* L., *Arctostaphylos* sp..

Состав флоры свидетельствует о весьма суровых климатических условиях. Несмотря на присутствие некоторых общих видов (плаунок, карликовая березка), приведенный комплекс существенно отличается от флоры «диагональных песков» (миндель — рисс) наличием альпийских форм и отсутствием теплолюбивых реликтов (*Azolla interglacialica, Bunias sukaczewii*), столь характерных для комплекса «диагональных песков» даже из более высоких широт (Никитин, 1940). Возраст ярских галечников П. А. Никитиным определен как миндельский. С таким выводом хорошо согласуются новые данные. Судя по флоре, ярские галечники не могут быть включены в комплекс осадков кочковской свиты как базальный горизонт последней и сопоставляются, таким образом, с барнаульскими песками. С более поздними отложениями Западной Сибири они также несопоставимы, как это указывалось при сравнении их с «диагональными песками» В. Н. Сукачева. Ярские галечники, очевидно, можно стратиграфически сопоставить с верхним лёссовидным горизонтом кочковской свиты.

Таким образом, на юге Западной Сибири имеются доказательства резкого похолодания в конце нижнечетвертичной эпохи, которое в горной области и на севере низменности, возможно, сопровождалось оледенением. В связи с этим уместно привести высказывание С. Г. Боча (1957) о том, что «...следов проблематического древнейшего оледенения находят все больше, что дает основание предполагать развитие в Западно-Сибирской низменности оледенения более древнего, чем максимальное (самаровское)...» (стр. 369).

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ЭПОХА

Начало среднечетвертичной эпохи на юге Западной Сибири ознаменовалось значительным поднятием гор, понижением базиса эрозии, вызвавшим энергичное врезание рек. В короткий срок на Салаирском кряже были выработаны речные долины глубиной до 100—150 *м*. Реки, стекавшие с Салаира, имели юго-западное направление и сливались с крупной водной артерией — пра-Обью.

Левобережные притоки этой реки при врезе в первые десятки метров выработали в рыхлых нижнечетвертичных и неогеновых отложениях широкие, до 5 *км*, долины. Некоторые из них достигали своими вершинами Алтайских гор. Левобережные притоки ориентированы в северо-восточном или близком к меридиональному направлению.

Основные водные артерии предгорьев — пра-Бия и пра-Катунь — сливались в районе с. Сростки, образуя пра-Обь, долина которой была несколько смещена к северо-востоку по отношению к современной. Ниже г. Барнаула пра-Обь меняла свое направление на западное, и, обогнув выступ палеозойских пород у г. Камня, уходила в Западно-Сибирскую низменность (рис. 2).

В общем же ранне-среднечетвертичная гидрографическая сеть по своей конфигурации аналогична верхнеплиоценово-нижнечетвертичной.

Аллювий, выполняющий переуглубленные долины, имеет существенно песчаный состав. Лишь в верхних горизонтах его появляются прослои и линзы иловатых глин, суглинков (окаменелые илы А. И. Москвитина). Вблизи гор аллювий в своем нижнем горизонте содержит гальки и мелкие (10—15 *см* в поперечнике) валуны кристаллических пород. В аллювии левобережных притоков пра-Оби галечник отсутствует. Здесь его заменяют глинистые окатыши и перемытые известковистые конкреции. Повсеместно в базальных слоях аллювия присутствуют битые и целые раковины моллюсков, обломки древесины, кусочки коры, мелкий растительный детрит.

Аллювий переуглубленных долин выделен О. М. Адаменко в самостоятельный стратиграфический горизонт — монастырскую свиту. Ее осадки содержат многочисленные и разнообразные палеонтологические остатки. В верхних горизонтах, выше г. Бийска, в разные годы были собраны костные остатки *Mammuthus trogontherii* (Pohl.), *Equus (Equus)* sp., *Rhinoceros* sp. хазарского типа, *Bison priscus longicornis* W. Grom. (определение В. И. Громова).

Наряду с костными остатками большую ценность представляет семенная флора (Сукачев, 1933; Никитин, 1940, и др.), например флора «диагональных песков». Флора имеет узкий возрастной диапазон (миндель — рисс), весьма своеобразный состав, содержит ряд руководящих форм. Для нее характерно преобладание водных и влаголюбивых форм, присутствие холодно- и теплолюбивых растений, обилие рдестов нескольких (до 6) видов. К числу руководящих форм относятся *Selaginella selaginoides* L., *Betula nana* L,. *Juncus arcticus* Wild., *Dasifora fruticosa* (L.) Rydb., *Berteroa incana* (L.) D. C., *Salvinia natans* All., *Azolla interglacialica* Nikit., *Bunias sukaczewii* (Nikit.) Kipiani.

По мнению П. А. Никитина (1940, стр. 21), флора «диагональных песков» не была теплолюбивой и является показателем довольно прохладного климата, однако более теплого, чем климат конца нижнечетвертичного времени. Об этом, в частности, можно судить по увеличении роли пыльцы березовых и разнотравья в спорово-пыльцевых спектрах.

Похолодание климата последующего времени максимального самаровского оледенения отразилось в предгорьях Алтая в накоплении мощной (100—120 *м*) толщи субаэральных отложений. Последние представлены монотонными желтовато-бурыми лёссовидными суглинками,

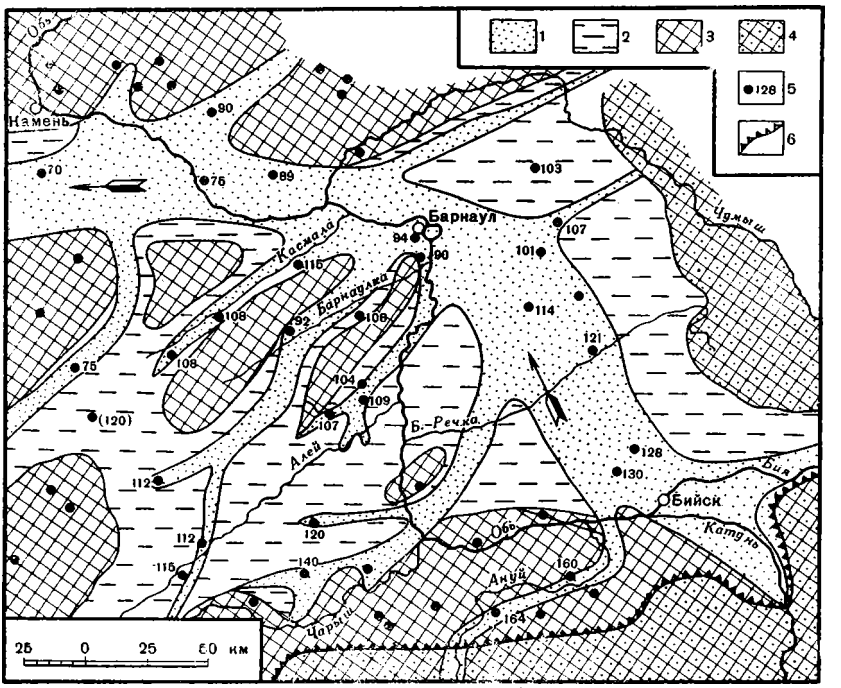


Рис. 2. Схема ранне—среднечетвертичной гидрографической сети Предалтайской равнины

1 — основные русла; *2* — озерно-речные (террасовые?) равнины; *3* — междуречья, сложенные рыхлыми породами; *4* — выходы коренных пород; *5* — буровые скважины и абсолютные отметки (в *м*) подошвы отложений монастырской свиты; *6* — фас Алтая.
Стрелками показано направление течения рек

объединяемыми в краснодубровскую свиту. Суглинки пылеватые, известковистые. В береговых обрывах они образуют крупностолбчатую вертикальную отдельность.

В 1960 г. впервые в суглинках были найдены в коренном залегании костные остатки млекопитающих, определенные Э. А. Вангенгейм. На урезе реки около кирпичного завода с. Усть-Чарышская Пристань (левый берег Оби) в суглинках был найден фрагмент лопатки *Equus* sp., который, судя по сохранности костного материала, не моложе конца максимального оледенения. В 6 *км* выше с. Вяткино, на высоте 30 *м* в обрыве степного плато был найден череп *Bison priscus longicornis* W. Grom., характерного представителя хазарской фауны. Однако более высокие горизонты (53 *м* над урезом реки) содержат кости более молодой формы бизона — *Bison priscus* Boj. Такая последовательная смена форм хазарского (в низах свиты) и верхнепалеолитического (в ее верхних горизонтах) фаунистических комплексов характерна для эпохи максимального оледенения, когда происходила трансформация хазарской фауны в верхнепалеолитическую — мамонтовую.

В суглинках присутствуют горизонты погребенных почв, количество которых достигает 13. В подпочвенном слое наблюдаются многочисленные норы грызунов диаметром до 12 *см*, заполненные гумусированным суглинком и содержащие нередко целые скелеты грызунов. Обычно под почвами развиты многочисленные морозобойные трещины, выполненные гумусированным материалом. Длина трещин достигает 1 *м*.

Погребенные почвы отличаются низким содержанием гумуса — около 1%, на что уже обращали внимание П. А. Православлев (1933) и Б. Ф. Петров (1948). В 1961 г. С. А. Коляго исследовал девять образцов,

отобранных нами из погребенных гумусовых горизонтов обнажений у с. Вяткино и у кирпичного завода с. Усть-Чарышская Пристань. Все почвы содержали большое количество адсорбционно-активных вторичных минералов сиалитного типа. Об этом свидетельствуют большие величины катионной емкости поглощения (22—37 *м-экв*) при низком содержании валового гумуса (0,71—1,20%). Реакция среды (pH) водной вытяжки всех проб щелочная, близкая к нейтральной, что хорошо увязывается с высокой карбонатностью (5—13% $CaCO_3$) и низким содержанием поглощенного натрия (0,0128—0,257%). Все гумусовые горизонты содержат большее или меньшее количество простых солей: хлоридов, сульфатов, бикарбонатов. Натриевых солей, в частности соды, содержится очень мало. Учитывая близкие величины pH, содержания поглощенного натрия и однотипное по качеству смешанное засоление, С. А. Коляго пришел к выводу о сухом климатическом режиме эпохи образования почв. Более того, высокая степень насыщенности гумуса азотом (9,7—13% от валового гумуса) при относительно низкой степени растворимости гумуса в воде (1—0,3% растворимого гумуса от валового) позволяет говорить об условиях весьма сухого климата, соответствующего, по-видимому, ландшафту пустынных степей. По своему типу погребенные почвы близки между собой: это — луговые бурые, пустынно-степные, лугово-каштановые, пойменные пустынно-степные, луговые степные, лугово-черноземные, дерново-луговые пойменные степные почвы.

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений краснодубровской свиты также характеризуют развитие степных и лесостепных ассоциаций, хотя состав их из верхнего и нижнего горизонтов свиты имеет некоторые различия. Среди споровых в верхнем горизонте преобладают кочедыжниковые, в нижнем — зеленые мхи. Кроме этих двух форм, в комплексах отмечены *Osmunda,* Pteridae, *Azolla, Sphagnum,* Licopodiaceae; среди хвойных преобладает сосна. Постоянно, но в небольшом количестве, присутствует пыльца ели и спорадически пыльца пихты. Мелколистные представлены ивой, березой (преобладает), ольхой. Среди травянистых резко преобладают маревые. Полынь встречается в большом количестве в нижнем горизонте свиты, а сложноцветные — в верхнем. Пыльца влаголюбивых и водных (частуховые, рдесты, уруть, осоковые) тяготеют в основном к нижним горизонтам. В общем спорово-пыльцевые комплексы характеризуют довольно сухие степи с сосновыми борами. В суглинках часто встречаются раковины моллюсков «лёссового» комплекса: *Vallonia tenuilabris* A. Br., *Pupilla muscorum* Müll., *Succinea oblonga* Drap.

Речная сеть, унаследованная от предшествовавшего межледниковья, резко сократилась в размерах, однако основная водная артерия — пра-Обь — продолжала существовать. В ряде мест правобережья Оби (с. Большая Речка, с. Хайрюзовка и др.) буровыми скважинами вскрывается непрерывный разрез песчаных отложений, нижние горизонты которых содержат спорово-пыльцевые комплексы, типичные для миндель — рисса — монастырской свиты, а верхние — для краснодубровской свиты. Несомненно, что даже в суровых климатических условиях эпохи максимального оледенения происходил сток вод с Алтая. Он осуществлялся в основном по руслу главной водной артерии. Обилие прослоев и линз песка в лёссовидных суглинках краснодубровской свиты на Алей-Чарышском междуречье позволяет предполагать, что здесь по лёссовой равнине блуждали, по-видимому, временные водные потоки с неустойчивыми руслами.

В речных долинах времени максимального оледенения были развиты, возможно, леса, о чем свидетельствует присутствие в соответствующих отложениях пыльцы березы и ольхи. Наличие пыльцы теплолюбивой флоры — граба, дуба, лещины, вяза, а также ели — по-видимому, должно быть истолковано как результат переотложения из более древних осадков. На моховых болотах произрастали карликовые формы берез — *Betula*

nana L., *B. numilis* Schr. Палеокарпологом Е. А. Пономаревой из песков с глубины 67—70 *м* (скважина 500 на Обь-Чумышском междуречье), кроме указанных форм, были отмечены семена водных и влаголюбивых растений и альпийских представителей: *Papaver alpinum* L., *Linaria alpinum* L.

На Салаирском кряже во время максимального оледенения существовали небольшие речные системы, долины которых были выполнены иловатыми глинами со щебенкой местных пород. В бассейне р. Суенги (правый приток Берди) были найдены костные остатки *Equus (Equus)* sp., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Mammuthus primigenius* (aff. *trogontherii)* (Громов, 1940).

Накопление осадков вне долин происходило в основном эоловым путем. Пыльные бури приносили из районов Казахстана и Средней Азии огромные массы мелкоземистого материала, который оседал, в частности, и на предгорных равнинах.

Образование гумусированных горизонтов в лёссах обычно принято связывать с перерывами в поступлении эолового материала во время межледниковий или межстадиалов. Однако некоторые горизонты могли образоваться иным путем.

На поверхности степи были развиты неглубокие блюдцеобразные понижения, в которых скапливались талые и дождевые воды. Благодаря этому, в понижениях развивалась более пышная растительность, которая, отмирая, давала материал для образования гумусового горизонта. Подтверждением этого может служить хорошо выраженное оглеение под некоторыми гумусированными горизонтами, а также находки под погребенной почвой у с. Шелаболиха, в 25 *м* над урезом Оби, многочисленных раковин *Galba palustris* Müll., *Gyraulus rossmaessleri* A. Schm., характерных для небольших периодически высыхающих водоемов.

Следующая страница среднечетвертичной истории охватывает события мессовско-ширтинского (ненинского для Горного Алтая) межледниковья.

Вслед за исчезновением ледников резко изменился режим рек: они стали более полноводными, появился ряд новых притоков в системе Оби, резко усилилась эрозионная и транспортирующая способность рек. Конфигурацию рек можно расшифровать, изучив распространение песков касмалинской свиты, выделенной впервые И. Г. Зальцманом. Обычно принято считать, что отложения этой свиты в плане совпадают с современными боровыми ложбинами (рис. 3). Однако в последнее время установлено более сложное соотношение древних и современных боровых ложбин. Современные ложбины имеют меньшую ширину, чем среднечетвертичные. Почти все ложбины унаследованы современной гидрографической сетью, однако в ряде случаев наблюдается смещение (к юго-востоку) современных долин по отношению к древним. На Алей-Чарышском междуречье сохранилась древняя ложбина, погребенная под более молодыми отложениями и не выраженная в современном рельефе. Погребенная долина прослежена на всю длину буровыми скважинами. В 3,5 *км* ниже с. Калманки, на левом берегу р. Оби вскрывается полный разрез отложений этой погребенной долины. Здесь на суглинках краснодубровской свиты залегают голубовато-серые пески и супеси горизонтально- и косослоистые с раковинами моллюсков и костями ископаемых млекопитающих.

Пески касмалинской свиты широко развиты и на правобережье Оби, где выполняют долину основной водной артерии. Последняя была ориентирована в северо-западном направлении, примерно от современного слияния Катуни и Бии и далее, в сторону Новосибирска. Таким образом, гидрографическая сеть касмалинского времени несколько отличалась от предшествующей своими очертаниями. Подобная перестройка была вызвана нивелировкой долин стока в предшествующую эпоху

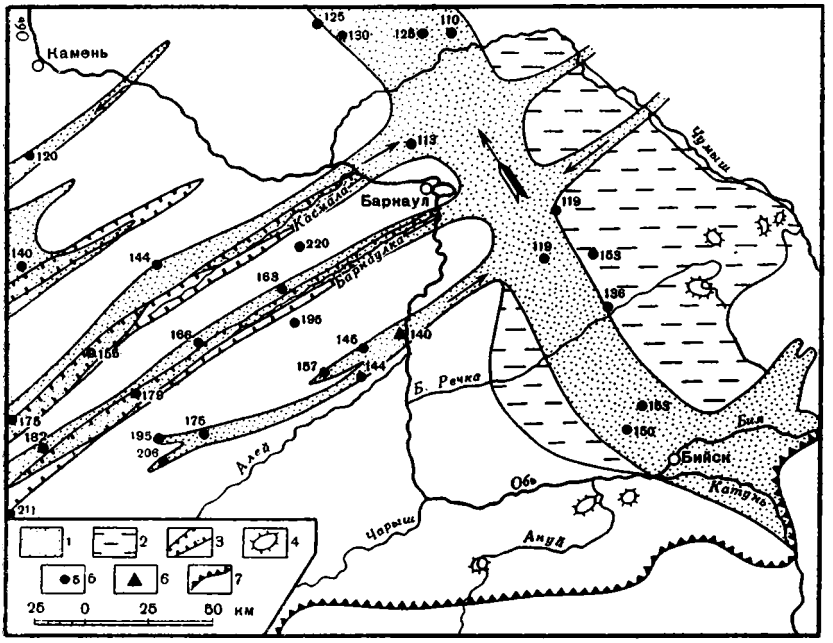


Рис. 3. Схема гидрографической сети Предалтайской равнины послесамаровского межледниковья

1 — русла рек; *2* — заболоченные низины с озерами и небольшими речками; *3* — контуры современных боровых ложбин; *4* — эрозионные останцы; — *5* буровые скважины (цифрами указаны абсолютные отметки подошвы касмалинской свиты и поверхности междуречий); *6* — местонахождение обнажения 18 (цифрами указана абсолютная отметка подошвы касмалинской свиты); *7* — фас Алтая.
Стрелками показано направление течения рек

лёссонакопления. Русла рек были приподняты по сравнению с современным их положением приблизительно на 100 *м*, и погребенная под лёссом Каменская ветвь Салаирского кряжа не могла служить препятствием для бокового смещения рек. В мессовско-ширтинское межледниковье район г. Камня был отчленен долиной пра-Оби от Салаира и выступал как широкий, но невысокий останец.

С плоских высот Каменского останца на юго-запад, в сторону Кулундинской впадины, стекали водные потоки, долины которых унаследованы ныне р. Кулундой.

В правобережье пра-Оби были развиты озерно-речные системы и обширные болота. Среди заболоченной низины здесь возвышались эрозионные останцы, сложенные коренными породами — гранитами (у с. Горновое) и кварцитами (у селений Большевик и Балахча).

О климате межледниковой эпохи судить трудно, так как мы располагаем спорово-пыльцевыми комплексами только из речных отложений. Очевидно, эти комплексы несколько смягчены увеличением числа водных и влаголюбивых форм и повышенным содержанием древесных лиственных пород (ива, ольха и др.), обычно селящихся по берегам рек (рис. 4).

Междуречные пространства, более сухие, несомненно имели иные растительные ассоциации.

Среди споровых преобладает пыльца *Polytrichum*, реже встречаются *Selaginella, Bryales, Sphagnum*. Голосеменные представлены почти исключительно семейством сосновых, в основном *Pinus* п/р *Haploxylon*. Среди покрытосеменных древесных чаще других встречается пыльца березы, ивы, ольхи. Встречается также пыльца ели, эфедры, по-видимому переотложенные зерна тсуги, граба, дуба, лапины. Пыльца травянистых рас-

тений представлена в основном маревыми, затем следуют губоцветные и полынь. В меньшем количестве и не во всех образцах отмечается пыльца частуховых, осоковых, злаковых, лютиковых и др.

Из песков в упоминавшемся обнажении 18 Л. Н. Федулина выделила следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Selaginella* — 1%, *Pinus* п/р *Diploxylon* —0,7%, Р. п/р *Haploxylon* —4,2%, Pinaceae (*cf. Picea*) —1%, *Betula* — 13%, *Carpinus* — 0,4%, Betulaceae — 0,4%, Euphorbiaceae — 0,4%, Graminea — 2,3%, Polygonaceae — 7%, Chenopodiaceae — 18,3%, Caryophyllaceae — 0,4%, Cruciferae — 0,7%, cf. Cruciferae — 0,4%, Rosaceae — 0,4%, Papilionaceae — 1,5%, Labiatae — 1,9%, *Artemisia* — 4,6%, *Cirsium* — 0,4%, Compositae — 2,2%, Angiospermae — 40,9%. Э. А. Вангенгейм из этого же слоя определила остатки *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus caballus* sub. sp.?, *Equus sp.* И. Г. Пидопличко по сборам О. М. Адаменко отсюда же определил *Bison priscus* Boj., *Rangifer tarandus* L., *Megaloceros* sp., *Mammuthus primigenius* (Blum.). По заключению Э. А. Вангенгейм, фауна млекопитающих характеризует средний — верхний плейстоцен (нижний — верхний плейстоцен, по схеме В. И. Громова, 1960).

И. М. Лихарев из песков касмалинской свиты обнажения 18 определил фауну моллюсков, в составе которой присутствуют теплолюбивые формы *Unio indifferens* Lindh., *U. protractus* Lindh., *Sphaerium rivicola* Lam., *Gyraulus acronicus* Ferr.

В диагональнослоистых песках у уреза р. Большой Речки в одноименном селе была найдена кость *Equus* sp., которая, судя по степени изменения костного вещества, может быть отнесена также к верхнепалеолитическому комплексу (из заключения Э. А. Вангенгейм).

Конец среднечетвертичной эпохи ознаменовался значительным похолоданием, вызвавшим оледенение севера Сибири (тазовское) и Горного Алтая (майминское). С. Ф. Дубинкин (1961) установил аллювиальное происхождение отложений, которые некоторые исследователи считали майминской «мореной», что, однако, не изменяет по существу схему Е. Н. Щукиной. Этот факт не отрицает развития на Алтае в конце среднечетвертичного времени ледниковых явлений. В данном случае может быть поставлен вопрос лишь о поисках нового стратотипического разреза ледниковых отложений.

В конце среднечетвертичного времени в Предалтайской равнине происходило накопление лёссовидных суглинков чумышской свиты. По условиям залегания, лёссовидные суглинки представляют собой типичные покровные образования. Гипсометрические уровни, которые занимают суглинки, весьма разнообразны. В Обь-Чумышской впадине основание свиты расположено на уровне 180—220 *м* абсолютной высоты. Сплошным чехлом лёссовидные суглинки перекрывают Салаирский кряж с высотами 400—450 *м*, взбираясь на южном Салаире до вершины горы Кивды (618 *м*). В степном Приобье они также широко распространены.

Контакт чумышской свиты с касмалинской нечеткий; граница их весьма условна и проводится в той части разреза, где наблюдается уменьшение мощности и количества песчаных прослоев и увеличение мощности прослоев лёссовидного суглинка, а также по увеличению содержания пыльцы сосны, полыни, маревых в спорово-пыльцевых комплексах.

Постепенный переход песков касмалинской свиты в лёссовидные суглинки чумышской можно наблюдать на левом берегу р. Оби, в 3,5 *км* ниже с. Калманка (обн. 18). Разрез левого берега Оби здесь является одним из немногих, где пески касмалинской свиты, прекрасно охарактеризованные палеонтологически, залегают между лёссовидными суглинками краснодубровской свиты и лёссовидными суглинкам чумышской свиты.

Литологический состав пород этой свиты однообразен. Слагается она серовато-желтыми известковистыми пористыми суглинками. Часть пор

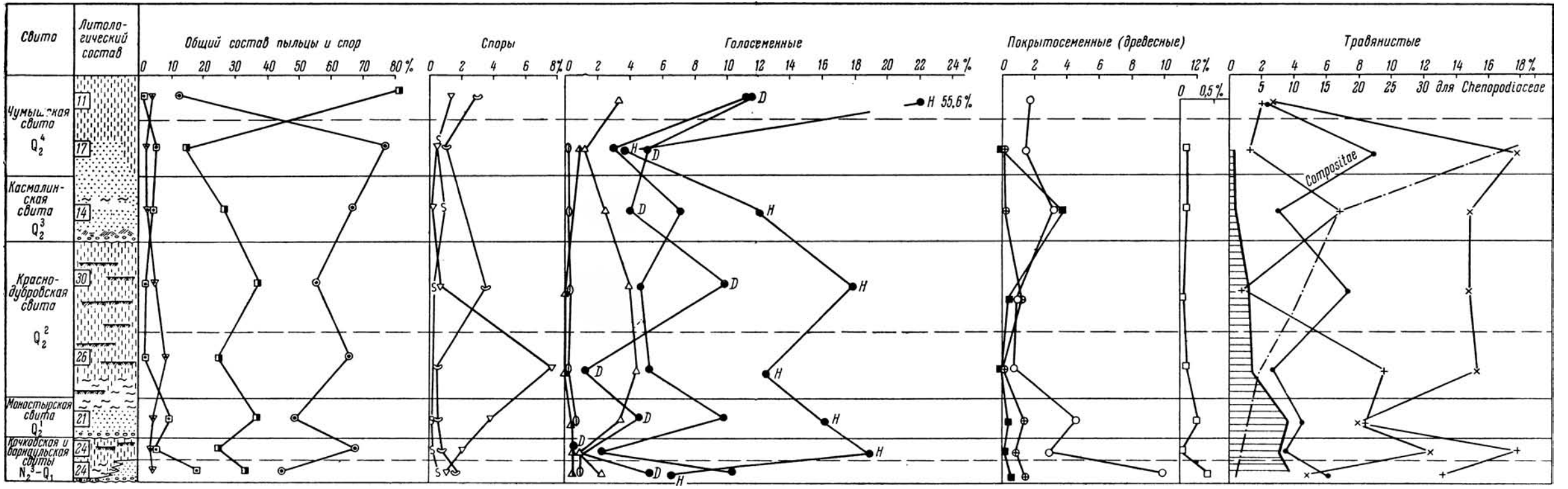


Рис. 4. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма нижне- и среднечетвертичных отложений Предалтайской равнины

1 — галечник; *2* — песок; *3* — глина и иловатые суглинки; *4* — суглинок лёссовидный; *5* — погребенная почва; *6* — сумма спор; *7* — сумма пыльцы голосеменных растений; *8* — сумма пыльцы покрытосеменных древесных растений; *9* — сумма пыльцы травянистых растений; *10* — Polypodiaceae; *11* — Bryales; *12* — *Selaginella*; *13* — *Ephedra*; *14* — *Abies*; *15* — *Picea*; *16* — *Pinaceae*; *17* — *Pinus* п/р *Haploxylon*; *18* — *P.* п/р. *Diploxylon*; *19* — *Betula*; *20* — *Salix*; *21* — сумма древесных (Juglandaceae, *Carya*, *Pterocarya*, *Quercus*); *22* — *Alnus*; *23* — сумма гидрофитов ((*Spharganium*, Alismataceae, *Potamogeton*, Cyperaceae; *24* — *Artemisia*; *25* — *Compositae*; *26* — Chenopodiaceae; *27* — Labiatae. В геологической колонке цифрами указано количество анализов, [использованных для построения диаграммы

унаследована от корневой системы растений, о чем можно судить по остаткам эпидермиса корней на стенках пор. Судя по малому диаметру пор (1—2 *мм*), их густоте и характеру ветвления, корневая система образована злаковыми растениями.

На Салаире отлагался типичный эоловый лёсс, который впоследствии в связи с увлажнением климата претерпел деградацию — был в значительной степени выщелочен, стал менее пористым, потерял способность давать просадки и перешел в разряд лёссовидных пород. Обращает на себя внимание отсутствие в разрезе свиты горизонтов погребенных почв.

Несколько другая физико-географическая обстановка в Обь-Чумышской и Солтонской впадинах обусловила иной ход осадконакопления в эпоху формирования верхней свиты степного плато. Здесь еще сохранились водные потоки, имеющие неустойчивое русло, блуждавшее по аллювиальной равнине. Очевидно, были развиты и озерные водоемы. Мелкоземистый материал, поставлявшийся ветром, выпадал над озерами и реками и поступал в них по склонам; перемешиваясь с аллювиальным материалом, он терял свои специфические свойства. Ход процесса отмирания гидрографической сети запечатлен в частом переслаивании песчаного аллювия с эоловым алевритом, т. е. в накоплении водно-эоловых осадков. Вверх по разрезу свиты количество и мощность песчаных прослоев постепенно уменьшается, и покровные породы приобретают лёссовидные свойства.

Участие аллювиального материала в составе покровных пород во впадинах сказалось в увеличении мощности чумышской свиты. Если мощность свиты на Салаирском кряже достигает максимальной величины 25—30 *м*, то во впадинах она увеличивается до 100 *м*.

В тех случаях, когда лёссовидные суглинки чумышской свиты залегают непосредственно на суглинках краснодубровской, в основании их обычно имеется прослой в несколько метров мощности диагональнослоистых песков с перемытыми известковистыми конкрециями и окатышами суглинков (левый берег Оби у с. Шелаболиха).

Недостаточно ясен вопрос об источнике мелкоземистого материала, т. е. о положении области развевания. Судя по высокому содержанию эпидота (20—37%) и роговой обманки (11—28%), в областях развевания широким распространением пользовались метаморфические породы типа эпидотовых и амфиболовых сланцев. В кембро-ордовикских отложениях Салаира, Алтая и Казахстана такие петрографические типы метаморфических пород встречаются часто и занимают большие площади. В связи с этим выделить конкретную область развевания трудно.

Использование анализов механического состава лёссовидных пород также затруднительно, так как его закономерное изменение с удалением от области развевания нарушено участием водных осадков в покровных породах Обь-Чумышской впадины, Кулунды. Решить этот вопрос на примере такого сравнительно небольшого района, как Салаир, где покровные породы имеют чисто эоловый генезис, также не представляется возможным.

Если предположить, что динамика атмосферы в эпоху тазовского оледенения была такой же, как и в наши дни (Кац, 1960), можно использовать данные о распределении и силе ветра в настоящее время (табл. 1).

Как видно из табл. 1, наибольшей скоростью и повторяемостью обладают юго-западные ветры, а затем южные и западные. Если предположить, что и в прошлом преобладали ветры тех же румбов, то область развевания следует искать в Казахстане или Средней Азии.

Лёссовидные суглинки чумышской свиты содержат костные остатки верхнепалеолитической фауны. Довольно полные сборы костных остатков были сделаны на южном Салаире Б. К. Поленовым (1915). Эти сборы позволили в свое время В. А. Обручеву (1938) сделать следующее заключение: «Присутствие северного оленя показывает холодный климат мест-

Таблица 1

Среднегодовая повторяемость (в %) и скорость ветров (в *м/сек*) по наблюдениям за 1948—1952 гг.

Станция	Румбы							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Ново-Кытманово	3,4/5	3,0/9	2,8/5	2,9/5	4,9/15	5,6/41	4,9/15	3,5/7
Тогул	2,8/11	3,3/15	3,1/7	3,4/8	4,4/18	5,9/26	4,9/10	3,3/5
Сорокино	3,1/7	3,4/10	3,5/7	4,3/17	4,2/15	5,8/24	5,1/13	3,7/7

Примечание. В числителе показана скорость ветров, в знаменателе — их повторяемость.

ности в эпоху отложения лёсса, а носорог и мамонт определяют время последней ледниковой эпохи» (стр. 1270). Довольно полный список представителей верхнепалеолитического фаунистического комплекса приведен в нашей статье (Малолетко, 1959). В 1960 г. у с. Троицкого (р. Большая речка) были найдены кости *Coelodonta antiquitatis* (Blum.).

Раковины моллюсков, встречающиеся изредка в суглинках, принадлежат исключительно наземным формам «лёссового» комплекса. По нашим сборам из многих пунктов И. В. Данилевским и И. М. Лихаревым определены *Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* Müll. (несколько вариететов) и *Vallonia tenuilabris* A. Br., т. е. те же виды, что и из суглинков краснодубровской свиты. Судя по составу спорово-пыльцевых комплексов, растительность в конце среднечетвертичного времени напоминала растительность эпохи максимального (самаровского) оледенения. Преобладали степные ассоциации со значительной долей участия сосновых боров. Особенно резко увеличивается роль сосны в конце эпохи тазовского оледенения, в то время как в начальные стадии ее преобладали травянистые растения (75,5%), представленные в основном маревыми.

Увеличение содержания пыльцы, ели, пихты, березы, ивы, ольхи в спорово-пыльцевых комплексах из нижних горизонтов свиты сближает эти горизонты с касмалинской свитой.

В общем же спорово-пыльцевые комплексы из отложений чумышской свиты больше говорят за то, что климат времени тазовского оледенения был мягче по сравнению с климатом времени максимального (самаровского) оледенения.

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ЭПОХА

В верхнечетвертичную эпоху произошло заложение современной гидрографической сети. Обь унаследовала в значительной мере долину, разработанную ранее. Однако участок последней севернее Тальменка был брошен. Река сместилась к западу, где ее русло спроектировалось на выступ палеозойских пород, выработав в них узкую долину.

Время формирования современной речной системы определяется возрастом наиболее высокой надпойменной террасы (50—60 *м*). Эта терраса прослеживается по правому берегу Оби непрерывно до г. Камня. Хорошо обнажена она на правом берегу р. Бии выше г. Бийска, где впервые ее описал В. П. Нехорошев (1928). В низовье Чумыша разрез террасы изучен по данным бурения. Ее аллювий имеет в основном песчаный состав, в районе г. Бийска — со значительной примесью галечника и валунов. В аллювии у г. Бийска были найдены костные остатки *Mammuthus*

primigenius (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus* Boj., *Alces* sp., *Cervus (Megaloceros)* sp., которые не противоречат представлению о верхнечетвертичном возрасте террасы, определенному по взаимоотношению последней с суглинками чумышской свиты.

Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные Л. Н. Федулиной из аллювия террасы, указывают на широкое развитие в долинах рек еловых лесов. В меньшем количестве присутствует пыльца сосны, очевидно занесенная в речные отложения с междуречных пространств. Травянистые формы представлены маревыми, осоковыми, злаковыми и др. Климат в эпоху формирования террасы был достаточно теплым, о чем, в частности, свидетельствует присутствие теплолюбивого моллюска *Gyraulus acronicus* Ferr. Эта аллювиальная толща может быть сопоставлена с отложениями казанцевского горизонта Западной Сибири.

В следующий этап верхнечетвертичной истории происходит выработка ложа и накопление аллювия четвертой (35—40 *м*) надпойменной террасы. Верхняя часть разреза террасы слагается лёссовидными суглинками небольшой мощности. Ниже — супеси с прослоями песков и суглинков. В основании террасового аллювия залегает маломощный горизонт грубообломочного материала. Из базальных слоев террасы Чумыша у с. Старо-Глушинка нами были найдены кости конечностей *Bison priscus* Boj. (определение И. Г. Пидопличко). М. П. Нагорский (1941а) приводит список семенной флоры из этого же обнажения. В растительном комплексе резко преобладают водные, а среди древесных — ель. Климат эпохи накопления аллювия террасы был сходен с современным или немного холоднее его (по заключению П. А. Никитина). Из этого же разреза по нашим сборам И. М. Лихарев определил следующие формы водных моллюсков: *Aplexa hypnorum* L., *Anisus leucostomus* Mill., *Pisidium* sp. Наземные представлены двумя «лёссовыми» формами: *Pupilla muscorum* var. *pratensis* Cl., *Vallonia tenuilabris* A. Br. и характерной бореальной формой *Eulota schrenki* Midd. Показателен бедный видовой состав фауны, что свидетельствует о суровых климатических условиях эпохи формирования террасы.

Таким образом, палеоботанические и палеозоологические материалы дают хорошо согласованные между собой данные в оценке климата. Это позволяет синхронизировать аллювий четвертой террасы с образованием зырянского ледникового века.

Наступившее затем потепление (каргинский век) фиксируется увеличением количества видов и особей моллюсков в составе третьей (22—25 *м*) надпойменной террасы и появлением таких теплолюбивых форм, как *Unio* sp., *Gyraulus acronicus* Ferr. Терраса имеет существенно песчаный состав, содержит довольно крупные гальки. Галечник прослеживается в составе аллювия почти до устья р. Чарыш (с. Новообинское), тогда как в других террасах верхней Оби галечник достигает лишь места слияния Бии и Катуни. Очевидно, с потеплением климата увеличивалась водообильность Оби и ее транспортирующую способность.

Вторая (17 *м*) и первая (11 *м*) надпойменные террасы имеют в основном суглинистый состав. Суглинки — палево-желтые, лёссовидного облика, но с заметной горизонтальной слоистостью. Изредка встречающиеся раковины моллюсков принадлежат трем «лёссовым» формам: *Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* L., *Vallonia tenuilabris* A. Br. и бореальному виду *Eulota schrenki* Midd. Эти формы могут служить указанием на суровые климатические условия времени формирования аллювия террас. Подтверждается это и спорово-пыльцевыми анализами. Спорово-пыльцевые спектры отличаются весьма однообразным составом. В них преобладают маревые (72%) и Pinaceae (10%). В небольшом количестве присутствует пыльца ели. Из покрытосеменных встречены только единичные зерна пыльцы березы и ивы, сложноцветных и губоцветных.

Эти данные позволяют синхронизировать первую и вторую террасы с отложениями сартанского ледникового века.

С развитием речной сети в течение верхнечетвертичного времени формировался расчлененный рельеф района. В ряде случаев наблюдается вложение аллювия первой, второй и третьей террас Чумыша в устьевые части логов, расчленяющих склоны долин. На правом берегу р. Алей выше с. Красноярка в отложениях краснодубровской свиты выработана на уровне высоких террас ложбина, заполненная делювиальными суглинками. У с. Новообинское в стенке оврага хорошо видно соотношение отложений краснодубровской свиты с древними делювиальными отложениями. Последние выполняют ложбину, тальвег которой расположен на 35—40 *м* выше современного уровня Оби. Делювиальные суглинки оглеены, содержат обильные раковины моллюсков: *Galba truncatula* Müll., *Succinea elegans* Risso, *S. oblonga* Drap., *Vallonia tenuilabris* A. Br. (определение И. М. Лихарева). Первые два вида принадлежат к амфибийной группе, не свойственной малакофауне краснодубровской свиты. В. П. Никитин отсюда же выделил семенную флору верхнечетвертичного облика: Alismataceae, *Carex* sp., *Juncus Gerardi* Lois., *Polygonum* cf. *aviculare* L., *Chenopodium album* L., Caryophylaceae, *Brassica* sp., *Thalaspi arvense* L., *Potentilla* cf. *argentea* L., *P. supina* L., P. sp.

СОВРЕМЕННАЯ ЭПОХА

В начале голоцена ландшафт Предалтайской равнины был весьма близок к современному. Спорово-пыльцевые комплексы из пойменных отложений повторяют состав современной растительности в каждом конкретном районе. Из пойменных отложений р. Порозихи (левый приток Чарыша) была определена обильная пыльца сосны и трав, что отражает ландшафт бассейна — степную местность с близко расположенным сосновым бором.

Голоцен характеризуется оптимальными климатическими условиями. Об этом можно судить, в частности, по составу фауны моллюсков. По сборам 1959 г. И. М. Лихарев из четвертичных отложений Обь-Чумышского междуречья определил 31 водную и 20 наземных форм. В пойменных отложениях и современных русловых отложениях было установлено соответственно 21 и 18 форм. Ни в одном из более древних стратиграфических горизонтов четвертичных отложений не было установлено такое видовое разнообразие моллюсков.

ВЫВОДЫ

Основные особенности палеогеографии предгорий Алтая в четвертичном периоде сводятся к следующему.

В верхнем плиоцене были созданы все основные элементы орографии, которые в дальнейшем не испытывали существенных перестроек. Четвертичная тектоника способствовала лишь более резкому выражению морфологических особенностей — впадины испытывали погружение, а горное обрамление — поднятие. Одна из тектонических фаз приходится на границу среднего и верхнего плиоцена. Последний в отношении развития органического мира и характера осадконакопления составляет органическое целое с нижнечетвертичным отделом, в связи с чем целесообразно включить его в нижний отдел четвертичной системы (эоплейстоцен).

К такому же выводу пришел и Н. А. Ефимцев (1959) на основе установления времени проявления активных тектонических движений на Алтае.

В развитии гидрографической сети намечается четкая унаследованность. В направлении городов Бийск — Барнаул — Камень прослеживается

область устойчивых речных долин. Здесь в течение всего четвертичного периода существовали речные потоки, которые увеличивались в размерах в эпохи потепления климата и сокращались — в эпохи похолодания.

Четко фиксируется пять волн похолодания, одна из которых приходится на конец нижнечетвертичной эпохи, две на среднечетвертичную эпоху. В верхнечетвертичное время имели место два похолодания, однако более слабые. Довольно прохладным было предсамаровское межледниковье (миндель — рисс). Климатические оптимумы падают на верхний плиоцен (первую половину эоплейстоцена) на мессовско-ширтинское и каргинское межледниковья и голоцен.

Ледники Горного Алтая не оказывали влияния на климат предалтайских равнин, очевидно, в силу большой разницы в гипсометрическом положении этих районов. Они способствовали лишь увеличению водоносности рек в эпохи таяния и, таким образом, косвенно влияли на осадконакопление и формирование рельефа.

Западные районы Предалтайской равнины имели более сухой климат, что, очевидно, связано с близостью к сухим областям Казахстана и Средней Азии и отсутствием здесь крупных водных артерий.

В течение четвертичного периода имело место прогрессирующее обеднение состава растительности за счет отмирания теплолюбивых форм. При этом, однако, не наблюдается резкого уменьшения количества растительных форм в эпохи похолодания. Несмотря на ничтожную насыщенность спорами и пыльцой пород холодных эпох, бедные и, на первый взгляд, однообразные спорово-пыльцевые комплексы, общее количество растительных родов и видов, установленное по многим образцам, как правило, больше, чем в последующее межледниковье (табл. 2).

Таблица 2

Количественные данные о пыльценосности четвертичных отложений Предалтайской равнины

Свита	Индекс		Количество проб		Количество зерен в среднем на пыльценосный образец	Количество растительных форм
	ледниковые	межледниковые	всего	в том числе без пыльцы		
Чумышская:	Q_2^4					
верхний горизонт			21	10	24	14
нижний горизонт . . .			19	2	53	38
Касмалинская		Q_2^3	22	8	75	38
Краснодубровская:	Q_2^2					
верхний горизонт . . .			80	50	57	45
нижний горизонт . .			104	78	64	50
Монастырская		Q_2^1	43	22	89	62
Кочковская:						
верхний горизонт . . .	Q_1^2		91	67	77	50
нижний горизонт и Барнаульская свита		$N_2^3 — Q_1^1$	59	35	110	84

Очевидно, в холодные эпохи некоторые теплолюбивые растения находили себе убежище, значительно сокращая свой ареал. С последующим потеплением климата они распространялись на более широкие площади, в связи с чем встречаемость и содержание пыльцы этих растений в породах увеличивается. Некоторые теплолюбивые растения дожили до

Таблица 3

Сопоставление схемы деления четвертичного периода Предалтайской равнины со схемами некоторых других областей

Отдел	Стратиграфические горизонты четвертичных отложений Предалтайской равнины	Горный Алтай (Щукина, 1960)	Север Сибири (Сакс, 1952; Шацкий, 1956, и др.)	Европейская часть СССР (Москвитин, 1960)	Громов, 1960		Альпы
Современный Q_4	Пойма	Голоцен	Современный	Голоцен Q_4	Голоцен Ag_3		POST-W
Верхний Q_3	Первая (11 *м*) и вторая (17 *м*) террасы	Менский $Q_2^{2мен}$ (ледниковый)	Сартанский (ледниковый)	Осташковский Q_3^{ost} (ледниковый)	Плейстоцен Ag_2	верхний Ag_2^2	W
	Третья (22—25 *м*) терраса	Ишинский $Q_2^{2\ и}$ (межледниковый)	Каргинский (межледниковый)	Молого-Шекснинский Q_3^{mol} (межледниковый)			
	Четвертая (35—40 *м*) терраса)	Чибитский Q_2^4 (ледниковый)	Зырянский (ледниковый)	Калининский Q_3^k (ледниковый)			
	Пятая (50—60 *м*) терраса	Енисейский Q_2^{2e} (межледниковый)	Казанцевский (межледниковый)	Микулинский Q_3^{mik}			RW
Средний Q_2	Чумышская свита Q_2^4	Майминская $Q_2^{1м}$ (ледниковый)	Тазовский (ледниковый)	Московский Q_2^m (ледниковый)		нижний Ag_2^1	R_{II}
	Касмалинская свита Q_2^3	Ненинский $Q_2^{1н}$ (межледниковый)	Мессовский или ширтинский (межледниковый)	Одинцовский Q_2^0 (межледниковый)			$R_I - R_{II}$
	Краснодубровская свита Q_2^2	Катунский $Q_2^{1к}$ (ледниковый)	Самаровский (ледниковый)	Днепровский Q_2^d (ледниковый)			R_I
	Монастырская свита Q_2^1	Соусканихинский Q_2^{1c} (межледниковый)	Тобольский (межледниковый)	Лихвинский Q_2^l (межледниковый)			MR
Нижний Q_1	Верхний (лёссовидный) горизонт Q_1^2	Башкаусский $Q_1^{2б}$ (ледниковый)	Ярский (ледниковый)	Березинский $Q_1^в$ (ледниковый)	Эоплейстоцен Ag_1	верхний Ag_1^3	M
	Нижний (субаквальный) горизонт Q_1^1	Доледниковый Q_1^1 prgl (семиаридный)		I межледниковый		средний Ag_2^1	
N_2^3	Барнаульская свита N_2^3						

голоцена (граб), а вяз встречается и ныне в долине Бии выше г. Бийска. Другой третичный реликт *Trapa natans* также нередко встречается в пойменных озерах в районе г. Бийска и у с. Верх-Катунское. В свете этих данных нам предоставляется необоснованным мнение некоторых палинологов о том, что пыльца широколиственных и других теплолюбивых растений в четвертичных отложениях Предгорного Алтая является переотложенной.

В связи с климатическими изменениями намечается повторяемость фаз развития растительности в цикле межледниковье — ледниковье. Эти фазы для Западной Сибири были впервые описаны М. П. Гричук (1960) и находят себе подтверждение в наших материалах (рис. 4).

В начальные этапы межледниковой эпохи были развиты степи как наследие предыдущей холодной эпохи. Затем степи в условиях хорошего дренажа частично заселились сосновыми и березовыми лесами, а в дальнейшем намечается и появление еловых лесов. С усилением аридности климата на смену еловым лесам снова приходят сухие степи с островными участками сосновых лесов.

Неоднократная смена физико-географической обстановки обусловливала определенные закономерности осадконакопления, в частности ритмичное построение толщ. Каждый из ритмов начинается диагонально-слоистыми песчаными, песчано-гравийными отложениями русловой фации, которые затем сменяются тонкозернистыми песками, супесями спокойных водотоков и заливаемых пойм и, наконец, иловатыми суглинками болотного происхождения. Венчается ритм субаэральными лёссами и лёссовидными суглинками часто с горизонтами погребенных почв. Первый ритм охватывает барнаульскую и кочковскую свиты, второй — монастырскую и краснодубровскую, третий — касмалинскую и чумышскую.

Четкая дифференциация четвертичных отложений на ритмы в значительной степени облегчает их стратиграфическое расчленение и, вместе с тем, позволяет более полно реконструировать последовательность смены ландшафтов и фаций прошлого.

Все выделенные стратиграфические горизонты в общем согласуются с соответствующими горизонтами соседних районов (Горный Алтай, север Сибири) и Восточной Европы (табл. 3). Все это позволяет надеяться на создание в ближайшее время единой стратиграфической схемы для четвертичных отложений всей территории СССР.

ЛИТЕРАТУРА

Боч С. Г. Состояние изученности и задачи исследования некоторых основных проблем четвертичной геологии Западно-Сибирской низменности.—Труды Межведомств. совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.

Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР.— В Сб.: «Перегляциальные явления на территории СССР». М., Изд-во МГУ, 1960.

Громов В. И. Новые находки четвертичных млекопитающих на Урале и Салаире в 1938 году.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 33, геол. серия (№ 10), 1940.

Громов В. И. О схеме подразделения (антропогеновой) четвертичной системы на территории СССР и за рубежом.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

Дубинкин С. Ф. Новые данные о майминской «морене» Горного Алтая.— Сов. геология, 1961, 4.

Ефимцев Н. А. О нижней границе четвертичной системы в Алтае — Саянской горной области.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 32, 1959.

Иванов К. В. К вопросу о тайгинских глинах водораздела Томь-Чумыш.— Труды Томского гос. ун-та, т. 133, 1956.

Кац Н. Я. О климате ледниковых эпох в связи с вопросом развития оледенений.— Известия Всес. геогр. об-ва, 1960, № 1.

Малолетко А. М. К стратиграфии четвертичных отложений предалтайской части Западной Сибири.— Известия высш. уч. заведений. Геология и разведка, 1959, № 8.

Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Межведомств. совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.

Мизеров Б. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Межведомств. совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.

Москвитин А. И. О возможности применения единой стратиграфической шкалы к четвертичным отложениям Западной Сибири.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1953, № 19.

Москвитин А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины.— Материалы по геол. Зап. Сибири, 1941а, 13(55).

Нагорский М. П. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности.— Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1941а, № 3.

Нехорошев В. П. Геологическое строение окрестностей г. Бийска.— Геол. вестник, 1928, т. 6, № 4—6.

Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби.— Материалы по геологии Зап. Сибири, 1940, вып. 12 (54).

Обручев В. А. Геология Сибири, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1938.

Петров Б. Ф. О лёссе Алтая.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1948, вып. 11.

Поленов Б. К. Геологическое описание западной половины 15-го листа IX ряда десятиверстной карты Томской губернии (листы Ажинка и Томский завод).— Труды геол. части Кабинета, 1915, т. 8, вып. 2.

Православлев П. А. Приобье Кулундинской степи.—Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, вып. 6, 1933.

Радугин К. В. Материалы к геологии рыхлых отложений района Томск — Тайга.— Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 9, 1934.

Сакс В. Н. Опыт восстановления истории развития Сибири в четвертичный период.— Материалы по четверт. периоду, вып. 3, М., Изд-во АН СССР, 1952.

Соколов Н. Н. О рельефе Кузнецкого бассейна, Салаира и правобережья Оби в районе рек Чумыш и Берди.— Труды Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 15, 1935.

Сперанский Б. Ф. Материалы для геологии Горловского каменноугольного бассейна.— Известия Сиб. отд. Геол. ком-та, 1924, т. 3, вып. 6.

Сукачев В. Н. Исследования четвертичных отложений Нижне-Иртышского края. Экспедиция АН СССР, 1932 г.— Труды СОПС. М., Изд-во АН СССР, 1933.

Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа.— Труды геол. части Кабинета, т. 5, 1902.

Фениксова В. В. Четвертичные отложения Томь-Колыванской складчатой зоны и Колпашевской впадины.— Труды Межведомств. совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.

Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Томского гос. ун-та, т. 138, 1956.

Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26. 1960

В. Е. РЯСИНА

О ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВАХ ВЕРХНЕГО ПРИОБЬЯ

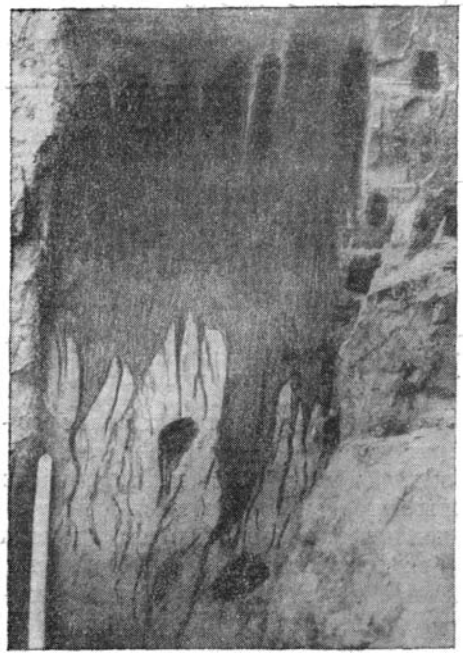
Погребенным почвам, развитым в основном в четвертичных отложениях, посвящена довольно обширная литература. Но почти вся она касается погребенных почв, развитых в лёссовых породах юга Европейской части СССР. Погребенные почвенные горизонты широко используются для стратиграфического расчленения и восстановления палеогеографии района (Герасимов, 1946, 1961; Заморий, 1954 г.; Глазовская, 1956; Москвитин, 1957). Исследовался вещественный состав этих почв и их физико-механические и физико-химические свойства (Лысенко и Серышков, 1959; Морозов, 1961).

В четвертичных отложениях Приобского плато погребенные почвы развиты очень широко. Изучены же они еще очень слабо и в основном по керновым материалам (Селяков, 1957; Селяков и Зальцман, 1959). Между тем, в обрывах степного плато по левому берегу р. Оби вскрыта целая серия погребенных почв. Морфологические особенности погребенных почв по естественным обнажениям можно изучить гораздо полнее, чем по керну.

Степное плато Верхнего Приобья (изучались разрезы от устья р. Алей до устья р. Барнаулки) сложено двумя возрастными толщами — Q_1 и Q_2. В той и другой толще широко развиты погребенные почвенные горизонты. Почвы в основном однотипны. Основная масса их относится к почвам степного типа почвообразования, близкого к черноземному.

Нижняя толща, относимая нами по находкам в ней фауны млекопитающих к эоплейстоцену (Рясина, 1962), сложена в основном «сизыми», вторично оглеенными субаэральными суглинками с 3—5 горизонтами погребенных почв степного типа. В основании этой нижней толщи лежит аллювиальная пачка, венчающаяся мергелистым почвенным горизонтом лугового типа. Нами прослежено, как мергелистая луговая почва замещается по простиранию почвой степного типа.

Верхняя толща по находкам в ней фауны млекопитающих относится к нижнему плейстоцену по схеме В. И. Громова или среднему плейстоцену по схеме 1932 г. (Рясина, 1962). Генезис этой второй толщи очень сложный. Она состоит из серии аллювиальных пачек, чередующихся с мощными пачками субаэральных суглинков. Почвенные горизонты венчают эти аллювиальные пачки и развиты также в толще субаэральных суглинков. В исследованном районе встречено 3—4 погребенных почвенных горизонта. Почвенные горизонты, венчающие аллювиальные пачки второй свиты, имеют такую же морфологию, как почвы, развитые в субаэральных суглинках обеих свит. Только почвенный горизонт, венчающий аллювиальную пачку, лежащий в основании осадков степного плато, имеет ясно выраженный морфологический профиль, свойственный луговым мергелистым почвам. Такое различие говорит, видимо, не о разных климатических условиях времени их формирования, а скорее о разных



Погребенный почвенный горизонт степного типа в субаэральных суглинках нижней свиты.
В гумусовом горизонте видно осветление окраски вдоль вертикальных трещин, связанных со вторичным оглеением

геоморфологических условиях. Как показали наши исследования (Рясина, 1962), аккумуляция нижней аллювиальной пачки и всех остальных выше лежащих пачек шла в существенно разных условиях. Аллювиальные пачки, слагающие вторую свиту плато, очень близки по своему характеру к современному аллювию малых рек, прорезающих степное плато (реки Порозиха, Казлушка, Марушка). Почвенные горизонты, развивающиеся в настоящее время на этих аллювиальных осадках и на водоразделах, имеют совершенно аналогичный облик — все они относятся к типу степных почв со всеми особенностями, присущими обыкновенному чернозему.

Лишь отдельные горизонты погребенных почв, развитых в толщах степного плато, прослеживаются по всем разрезам на изучаемом участке. Обычно же они протягиваются на более короткие расстояния, замещаясь или срезаясь по простиранию аллювиальными пачками. При этом иногда оказываются полностью уничтоженными и ниже лежащие горизонты субаэральных суглинков и даже подстилающие их пачки аллювия. Такие внутриформационные размывы иногда достигают размаха до 30 *м*. В нижнечетвертичной свите подобных размывов не наблюдалось.

Как уже говорилось выше, в толще степного плато развиты погребенные почвы, относящиеся в основном к степному типу почвообразования. И лишь местами эти степные почвенные горизонты замещаются луговой мергелистой почвой — в нижней свите и лесной оподзоленной — в верхней свите. Такая смена почв обязана, видимо, только геоморфологическим условиям.

В нижней, эоплейстоценовой, свите во всех погребенных почвах очень хорошо выражены морфологические горизонты. В почвах степного типа ясно выражен гумусовый горизонт (0,2—0,5 *м*), сложенный исчерна-синими, слегка сизоватыми, очень плотными суглинками (см. рис.). Очень хорошо выражен иллювиальный горизонт — с потеками гумуса, с пятнами и прожилками карбонатов, дутиками и белоглазкой (0,5—0,8 *м*). В низах почв много хорошо сохранившихся сечений кротовин, заполненных гумусированным суглинком. Мощность этих почв колеблется от 0,6 до 1,5 *м*. Верхняя граница почв «замытая», очень постепенная. Замытость верхней границы, несомненно, подчеркнута позднейшими процессами диагенеза, но постепенность смены литологического облика и отсутствие следов перемыва говорят о первичном характере перехода от почв к вышележащим суглинкам.

Погребенные почвенные горизонты степного типа, развитые во второй свите плато, также имеют прекрасно выраженные морфологические горизонты. Гумусовый горизонт в них представлен, как правило, темным серовато-коричневатым плотным суглинком; иногда в низах встречаются сечения кротовин, заполненные суглинком материнской породы. Мощность

гумусового горизонта от 0,5 до 0,85 *м*. Иллювиальный горизонт сложен бурыми суглинками с потеками гумуса и обилием карбонатов в виде примазок, лжегрибницы, дутиков, белоглазки. Встречаются норы и ходы землемеров. Мощность этого горизонта 0,3—0,7 *м*. Переход почв в выше лежащие суглинки, в тех случаях когда почва развита в субаэральных суглинках, очень постепенный.

Как уже отмечалось, в верхней свите степного плато, ближе к долине р. Барнаулки, нами наблюдалось замещение степных почв лесными слабо оподзоленными. Здесь же существенно меняется и характер аллювиальных пачек. Облик этих пачек говорит о том, что аллювий отложен более крупной рекой. В долине этой реки произрастали, видимо, леса типа современных ленточных боров, развитых по рекам, прорезающих степное плато (реки Барнаулка, Касмала). Отсутствие такого типа почв в других разрезах плато говорит, вероятно, об отсутствии таких лесов южнее современной долины р. Барнаулки. В лесных оподзоленных почвах также хорошо выражены морфологические горизонты, но весь почвенный профиль изменен позднейшими диагенетическими процессами. В этих почвах отчетливо выделяется гумусовый горизонт небольшой мощности (0,2 *м*). Иллювиальный горизонт сильно обогащен железистыми потеками и примазками, потеками гумуса и содержит небольшое количество ходов землероев. Мощность иллювиального горизонта — 1—1,3 *м*.

После погребения в процессе диагенеза произошло оглеение этих почв, и в гумусовый горизонт было вмыто значительное количество карбонатов.

Многие свойства погребенных почв существенно изменены последующими процессами диагенеза. Прежде всего в погребенных почвах резко уменьшено содержание гумуса и, видимо, изменено и его распределение по профилю (табл. 1). Содержание гумуса определялось в лаборатории Почвенно-агрономического музея Тимирязевской сельскохозяйственной академии (ТСХА) методом мокрого сжигания, по Кнопу. По этой методике определяется органический углерод и затем путем пересчета выводится содержание гумуса (принято, что $C_{орг}$ составляет 58% гумуса по весу). При этом элементарный состав гумуса принимается строго постоянным и аналогичным среднему составу гумуса соответствующих типов современных почв. Между тем, гумус погребенных почв, несомненно, метаморфизован, и его состав должен отличаться от гумуса современных почв не только количественно, но и качественно. Попытки прямого определения элементарного состава гумуса погребенных почв предпринимались некоторыми исследователями (Глазовская, 1956; Лысенко и Серышков, 1959; Морозов, 1961). Для определения элементарного состава гумуса используется обычно применяемый в почвоведении метод вытяжек, при котором в раствор, несомненно, переходит лишь часть органического вещества. Видимо, весь свободный углерод не переходит в вытяжки, хотя присутствие его в погребенных почвах вполне вероятно в связи с обугливанием гумуса при неполном его окислении. Поэтому и подобная методика не может быть признана достаточно надежной ни для установления действительного состава гумуса погребенных почв и определения их типа, ни даже для суждения о первичном распределении гумуса в профиле. С полной определенностью можно сказать лишь то, что гумус в погребенных почвах сильно разложен и его во много раз меньше, чем в современных почвах.

Гумус на стенках обнажений сильно выгорает, поэтому часто погребенные почвы теряют гумусовую окраску. И только в свежих расчистках погребенные почвы имеют темную окраску и хорошо выраженные морфологические горизонты.

В процессе диагенеза меняется и распределение карбонатов по профилю почв. Значительное количество карбонатов (12—13%) присутствует в гумусовом горизонте (табл. 2), тогда как в современных почвах анало-

Таблица 1

Содержание гумуса в погребенных почвах *

Почва	Возраст	Горизонт	Гигроскопическая влага, %	Количество перегноя, % на абсолютно сухую почву	$C_{орг.}$, %
Мергелистая луговая	Q_1	Надпочвенный суглинок	3,90	0,379	0,217
		A_0	4,213	0,497	0,288
		A_1	3,769	0,615	0,356
		B_1	3,478	0,314	0,183
		B_2	3,292	0,742	0,430
		B_2	2,735	0,706	0,409
		Мергель	2,476	0,211	0,122
		C	2,589	0,191	0,100
Степная черноземная	Q_1	A	4,623	0,550	0,319
		B_1	4,731	0,579	0,345
		B_2	3,375	0,237	0,137
		C	3,176	0,120	0,069
То же	Q_1	A	2,873	0,364	0,208
		B_1	3,153	0,229	0,122
		B_2	2,875	0,261	0,151
		C	2,915	0,199	0,115
»	Q_1	Надпочвенный суглинок	3,548	0,330	0,191
		A_1	4,614	0,500	0,290
		A_2	4,278	0,547	0,316
		B_1	4,766	0,518	0,300
		B_1B_2	4,078	0,531	0,307
		B_2	3,978	0,324	0,197
		B_2C	4,699	0,255	0,148
		B_2C	4,213	0,224	0,129
		C	3,130	0,166	0,096
		A	3,652	0,539	0,312
		B_1	3,726	0,620	0,359
		B_2	3,689	0,449	0,262
		B_2C	3,475	0,252	0,146
		C	3,385	0,141	0,132
»	Q_2	Надпочвенный суглинок	3,874	0,414	0,240
		A_1	3,852	0,708	0,410
		A_2B_1	4,063	0,588	0,341
		B_1	4,040	0,493	0,285
		B_1B_2	3,944	0,482	0,279
		B_2	3,755	0,376	0,218
		C	3,468	0,204	0,118
»		Надпочвенный суглинок	3,984	0,195	0,113
		A_1	4,567	0,265	0,153
		A_2B_1	4,514	0,357	0,207

Таблица 1 (окончание)

Почва	Возраст	Горизонт	Гигроскопическая влага, %	Количество перегноя, % на абсолютно сухую почву	$C_{орг.}$, %
Лесная оподзоленная	Q_2	B_1	4,531	0,357	0,207
		B_1	4,512	0,325	0,188
		B_2	4,510	0,367	0,212
		B_2	4,419	0,316	0,183
		B_2C	4,906	0,224	0,129
		C	4,625	0,061	0,035
То же	Q_2	A_1	4,132	0,453	0,262
		A_2	4,180	0,595	0,345
		B	4,701	0,407	0,235
		C	4,601	0,136	0,078

* Анализы этой и следующей таблицы проводились в лаборатории Почвенно-агрономического музея им. Вильямса ТСХА А. Шемяковой.

Таблица 2

Результаты механического анализа погребенных почв

Почва	Возраст	Горизонт	Механический состав, % (размер фракции в *мм*)					Карбонатность, %
			>0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01	
Степная черноземная	Q_1	Надпочвенный суглинок	—	0,11	9,57	27,53	62,79	15,35
		A	0,10	1,90	17,48	22,21	58,31	13,30
		B_1	0,11	1,69	14,49	20,35	63,36	11,30
		B_2	0,12	1,39	13,81	22,66	62,02	24,30
		C	0,13	1,28	14,64	22,14	61,81	22,0
		C	0,06	0,84	11,06	23,19	64,85	10,95
То же	Q_2	Надпочвенный суглинок	—	0,11	13,15	27,79	58,95	12,55
		A_1	0,05	0,29	12,71	19,84	67,11	13,05
		A_2B_1	0,06	0,39	13,69	19,47	66,39	10,9
		B_1	0,05	0,17	16,30	20,28	63,20	10,75
		B_1B_2	0,06	0,22	14,85	20,21	64,66	10,45
		B_2	—	0,18	24,62	21,18	54,02	15,50
		C	—	0,11	19,82	22,24	57,83	13,45
Лесная оподзоленная	Q_2	Надпочвенный суглинок	—	0,22	12,17	25,59	62,02	12,45
		A_1	0,06	0,34	9,45	23,05	67,10	12,15
		A_2B	0,11	0,55	16,23	17,44	65,67	9,7
		B_1	0,11	0,55	17,02	16,35	65,97	9,5
		B_1	0,11	0,64	22,32	17,05	59,88	7,05
		B_2	0,11	0,54	20,28	16,15	62,92	8,05
		B_2	0,10	0,63	25,31	14,57	59,39	4,6
		B_2C	0,15	0,63	26,16	13,55	59,51	4,8
		C	0,10	0,36	31,7	14,50	53,34	4,1

гичного типа в гумусовом горизонте карбонаты отсутствуют совсем. Присутствие карбонатов в гумусовом горизонте обязано, видимо, замыву из вышележащих суглинков, всегда сильно карбонатных. Карбонаты присутствуют в погребенных почвах в двух формах — эпигенетической и сингенетической. Эпигенетические карбонаты присутствуют в основном в гумусовом горизонте в виде дисперсных агрегатов и изредка в виде мучнистых скоплений. Сингенетические же карбонаты присутствуют в иллювиальном горизонте и образуют отчетливо видимые примазки, дутики, белоглазку и пр.

При рассмотрении данных механического анализа (см. табл. 2) сделать какие-либо выводы о типах почв нельзя. Позднейшие процессы уплотнения и оглеения существенно изменили и первоначальное распределение глинистых частиц в почвенных горизонтах.

После погребения каждый почвенный горизонт служил водоупором для грунтовых вод. С этим связано и оглеение почвенного профиля, и значительное уплотнение пород, и в какой-то мере замытость верхней границы, а также наличие значительного количества железистых бобовин в разных морфологических горизонтах. Вторичное оглеение сильно видоизменило и почвенную структуру. Гумусовый горизонт во всех почвенных разностях очень сильно уплотнен. И лишь в погребенных почвах, развитых во второй, верхней, свите плато, иллювиальный горизонт сохранил иногда элементы бывшей структуры: намечается вертикальная трещиноватость с призматической отдельностью. На выветренных склонах, особенно в нижней, сильно оглеенной свите, почвенные горизонты плохо различимы: общее значительное оглеение свиты затушевывает почвенные горизонты. Но в свежих расчистках они отчетливо выделяются.

Различный облик пород нижней и верхней свит, обязанный диагенетическим изменениям, видимо, связан с внутриформационными размываниями. Сизые суглинки нижней свиты сильнее оглеены, почвенные горизонты в них чередуются через 4—9 *м*. Суглинки же второй, верхней, свиты оглеены только по кровле почвенных горизонтов. Вверх от каждого почвенного горизонта оглеение постепенно затухает. Зона оглеения охватывает 1,5—2 *м* при мощности суглинков между почвами 10—20 *м*. Видимо, накопление суглинков нижней свиты шло в условиях более пониженной местности и при достаточно высоком уровне грунтовых вод. Накопление же осадков верхней свиты, судя по достаточно глубоким внутриформационным размывам, шло при существенно иных условиях дренажа.

В Верхнем Приобье в нижне- и среднечетвертичное время в разных геоморфологических условиях формировались разные типы почв. Так, в долине, на пойменных лугах формировались луговые мергелистые почвы; в более позднее время под ленточными лесами, тяготеющими к долинам рек, развивались лесные слабооподзоленные почвы. Степные же почвы формировались главным образом на водораздельных участках.

Таким образом, как показало изучение погребенных почв, развитых в нижне- и среднечетвертичных отложениях Верхнего Приобья, в процессе диагенеза произошло существенное изменение физико-механических и физико-химических свойств почв. Поэтому в данном районе только по морфологии почвенных горизонтов можно установить принадлежность почв к тому или иному типу.

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И. П. Древние почвенные и элювиальные образования и их значение для палеогеографии четвертичного периода.— Труды Ин-та географии, вып. 37, 1946.

Герасимов И. П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Глазовская М. А. Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение.— Вопросы географии. Сб. статей для 18 междунар. геогр. конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Заморий П. К. Четвертичные отложения Украинской ССР. Киев, 1954.

Лысенко М. П. и Серышков О. С. Некоторые новые данные о составе и свойствах погребенных почв в лёссовых породах юга Украины.— Доклады АН СССР, 1959, т. 127, № 3.

Морозов С. С. Опыт исследования вещественного состава и физических свойств погребенных почв разных генетических типов в четвертичных отложениях Украины и Центральной черноземной полосы с палеогеографическими целями.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Москвитин А. И. О лёссовых горизонтах и причинах захоронения межледниковых почв.— Труды Ин-та геол. наук, серия геоморфолог. и четвертичн. геологии, вып. 1, 1957.

Рясина В. Е О генезисе и стратиграфии четвертичных толщ степного плато Верхнего Приобья.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1962, № 27.

Селяков С. Н. Четвертичные погребенные почвы Кулунды.— Доклады 7 научн. конф. Томского гос. ун-та, вып. 4. Томск, 1957.

Селяков С. Н. и Зальцман И. Г. Четвертичные погребенные почвы Приобского плато.— Известия Сиб. отд. АН СССР, 1959, № 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

ГОРНЫЙ АЛТАЙ

О. А. Раковец и Г. А. Шмидт. О четвертичных оледенениях Горного Алтая 5
Е. В. Девяткин. Эоплейстоцен Юго-Восточного Алтая 32
Е. В. Девяткин, Н. А. Ефимцев, Ю. П. Селиверстов и И. С. Чумаков. Еще о ледоемах Алтая 64
И. Г. Лискун. Вещественный состав и условия образования отложений башкаусской свиты долины р. Кубадру 76
В. Е. Попов. Некоторые особенности распределения минералов в аллювиальных отложениях р. Катуни 88

РУДНЫЙ АЛТАЙ

И. С. Чумаков. Верхнеплиоценовые (эоплейстоценовые) отложения Рудного Алтая 100
И. С. Чумаков, О. Д. Ярмизин, Г. Н. Новиков и С. А. Макаровский. Кайнозойские отложения Лениногорской впадины на Рудном Алтае и основные этапы ее формирования 128
Н. И. Кригер. О происхождении лёсса Рудного Алтая 139
Э. А. Вангенгейм и И. С. Чумаков. О находке остатков верблюда Кноблоха на Рудном Алтае 147

ПРЕДАЛТАЙСКАЯ РАВНИНА

О. М. Адаменко. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катуни 150
А. М. Малолетко. Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде 165
Е. Е. Рясина. О погребенных почвах Верхнего Приобья 183

Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая
Труды, т. XXII

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства *В. С. Волынская*

Технический редактор *В. В. Волкова*
Корректор *В. И. Шафран*

РИСО АН СССР № 179-70В. Сдано в набор 22/VI 1963 г.
Подписано к печати 31/X 1963 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 12 + 4 вкл. 16, 45 усл. печ. л. Уч-изд. л. 16,4+0,5 вкл. = 16,9. Тираж 1000 экз.
Т.12658. Изд. № 1742. Тип. зак. № 2425

Цена 1 р. 18 к.

Издательство Академии наук СССР,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 18 к.