

Л-69

Д43
Л69
-7897-

7897

10

Н. А. Логачев, Т. К. Ломоносова,
В. М. Климанова

**КАЙНОЗОЙСКИЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ИРКУТСКОГО
АМФИТЕАТРА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт земной коры

Н. А. Логачев, Т. К. Ломоносова,
В. М. Климанова

КАЙНОЗОЙСКИЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ИРКУТСКОГО
АМФИТЕАТРА

4587

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1964

УДК 551.77(571.53)

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР

Н. А. Флоренсов

Введение

В настоящей работе подведены итоги многолетнего изучения кайнозойских отложений на юге Иркутского амфитеатра. Планомерные исследования были начаты Институтом земной коры СО АН СССР в связи с сооружением на Ангаре Братской ГЭС, дирекция которой в период 1957—1960 гг. финансировала работы по проектированию пышешого Братского водохранилища, взяв на себя затраты и на проведение научных исследований четвертичных отложений, как вместилища древней фауны и памятников древней культуры.

Организуя исследования в зоне затопления Братской ГЭС, Институт поставил перед исполнителями задачу разработать региональную схему стратиграфии четвертичных отложений Приангарья — как элемента будущей единой стратиграфической шкалы четвертичной системы СССР. Было принято во внимание, что многие естественные разрезы четвертичных отложений, связанные с речными террасами и вмещающие важные для целей стратиграфии остатки ископаемых животных и древних культур, станут после наполнения водохранилища недоступными для наблюдения.

Уже после первой рекогносцировки стало ясно, что для решения поставленной задачи нецелесообразно ограничиваться территориальными рамками будущего Братского водохранилища, так как здесь очень трудно изучать наиболее древние отложения четвертичной системы из-за их плохой сохранности, и в связи с этим возникло опасение, что останется слишком много неясного в истории развития страны на границе неогена и антропогена. Не желая допустить такой пробел, характерный, между прочим, для многих работ по геологии четвертичных отложений Сибири, мы уделили известное внимание изучению Ангаро-Ленского междуречья, а затем и Западного Прибайкалья. Насколько это было необходимо и целесообразно, читатель сможет судить после ознакомления с настоящей монографией.

Еще один важный мотив лежал в основе стремления исследовать восточную периферию Иркутского амфитеатра: необходимость увязки истории развития Байкальского нагорья и Средне-Сибирского плоскогорья, области молодого горообразования и области молодой платформы. Пожалуй, территория прибайкальской части Ангаро-Ленского междуречья в этом смысле является наиболее благодарным объектом, так как она очень «чутко реагировала» на события в сопряженном с ней Байкальском сводовом поднятии, имея одновременно непосредственную связь с развитием остальной части Сибирской платформы. Сходная по геоморфологическому и структурному положению территория Присяянья в этом отношении не идет в сравнение, ибо здесь многое пока скрыто от глаз исследователя. Этой части Иркутского амфитеатра в работе уделяется поэтому небольшое внимание.

Вслед за расширением территории исследований расширился и круг геологических вопросов. Первоначально задуманная как сводка о четвертичных отложениях Верхнего Приангарья, данная работа постепенно переросла в обобщение по кайнозою южной части Иркутского амфитеатра, в которой с одинаковым вниманием рассмотрены мел-палеогеновая кора выветривания, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

В отдельных случаях оказалось необходимым выйти за территориальные рамки Иркутского амфитеатра.

Финансирование этих работ Министерством строительства электростанций СССР потребовало организации при Институте специальной экспедиции, руководство которой было возложено на Н. А. Логачева. Всю хозяйственную работу, становившуюся особенно громоздкой в летние месяцы, возглавлял Н. Н. Панневиц. Кроме указанных лиц, в полевых исследованиях, с перерывами разной продолжительности, участвовали литолог Т. К. Ломоносова, палеонтологи О. В. Скалон и Л. Н. Иваньев, палинолог В. М. Климанова, техник-геолог М. Е. Медведев.

В составе экспедиции в течение ряда полевых сезонов функционировал небольшой археологический отряд под руководством М. М. Герасимова. Совместно со своими помощниками Г. И. Медведевым, В. И. Свиным, П. Б. Коноваловым и М. А. Аксеновым он обстоятельно изучил наиболее интересные стоянки палеолита и мезолита — Мальту, Усть-Белую, Верхоленскую Гору и Черемушник. По результатам изучения уникальной Мальтинской стоянки М. М. Герасимов подготавливает специальную монографию. Геологические наблюдения при раскопках этих стоянок осуществлял Н. А. Логачев. Кроме того, ему представилась возможность ознакомиться, благодаря любезности А. П. Окладникова и З. А. Абрамовой, с разрезами стоянок Красный Яр и Ленковка.

Данная работа написана Н. А. Логачевым при участии Т. К. Ломоносовой, изучавшей минералогический состав глинистых пород, и В. М. Климановой, занимавшейся спорово-пыльцевым анализом. Эта работа была бы невыполнимой, если бы не было внимательного отношения к нашим палеонтологическим коллекциям со стороны Е. И. Беляевой, Э. А. Вангенгейм, В. И. Громовой, И. М. Громова, П. И. Дорофеева, Л. Н. Иваньева, Г. Г. Мартинсона, С. М. Поповой, Б. А. Трофимова, Л. И. Хозацкого, В. Н. Яковлева. Всю техническую подготовку материалов осуществлял старший лаборант М. Е. Медведев. Его внешне незаметный вклад в монографию достоин особой признательности. Эскизы чертежей выполнены Р. А. Еречневой и Н. Ф. Морозовой; термические, рентгеноструктурные, химические и минеральные анализы проведены в лабораториях Института земной коры Г. Н. Кащеевым, З. Ф. Тимофеевой, А. Л. Плешановой, Т. П. Колесниковой, В. С. Лебедевой, Т. А. Лахно и Н. Г. Таскиной. Автором помещенных в тексте фотоснимков, схем и зарисовок является Н. А. Логачев. Заимствованные иллюстрации отмечены ссылками на их авторов в подписях.

О признаках и особенностях мел-палеогенового выветривания

Изучение кор выветривания различного типа и возраста лишь в последние годы охватило территорию Восточной Сибири. В истории ее развития неоднократно возникали палеогеографические предпосылки для глубокого химического преобразования материнских пород при выветривании — в докембрии, палеозое, мезозое и кайнозое.

На юге Иркутского амфитеатра хорошо сохранились, как известно, доюрская, точнее — триасовая кора выветривания и продукты ее перетложения, залегающие в основании угленосных отложений лейаса и доггера в виде карманов и линз каолиновых глин и каолиново-кремневой брекчии. Эти глины, образующие группу месторождений на левобережье р. Белой, расположены, по данным В. Н. Щербакова (1958), на участках относительно ровных «водоразделов» доюрского рельефа. Наиболее мощные (до 10—20 м) залежи их приурочены к карманообразным полостям в доломитах и известняках нижнего кембрия. Это обстоятельство свидетельствует о том, что наряду с формированием коры выветривания происходило интенсивное карстообразование. Переплетением и тесной взаимозависимостью процессов химического изменения остаточных продуктов выветривания и процессов выщелачивания и карстообразования карбонатных пород обусловлены основные геологические черты месторождений каолиновых глин бельской группы.

Из образований подобного рода на юге Восточной Сибири предъюрская кора выветривания является в настоящий момент наиболее хорошо изученной (Богданович, 1896; Жемчужников, 1924; Одинцов, 1938; Щербаков, 1958 и др.). Что касается кор выветривания более молодого возраста, то их стали выделять сравнительно недавно.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И СОСТАВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Саяно-Байкальское нагорье

На территории нагорий Прибайкалья и Забайкалья сохранились лишь фрагменты коры выветривания верхнемелового-палеогенового времени. От интенсивного размыва уцелели только отдельные пятна ее по краям межгорных впадин и внутри их под мощной толщей позднепалеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений.

Доступные визуальным наблюдениям выходы коры выветривания описаны на юго-восточном побережье оз. Байкал (Рябухин, 1935; Пальшин, 1955), в Приольхонье и на о. Ольхон, в Баргузинской впадине (Ламакин, 1954), на Витимском плоскогорье и других районах Забайкалья (Мирчинг и др., 1955). Кора выветривания обнаружена во многих местах, но нигде она не выражена так ясно, как на о-ве Ольхон и в Приольхонье. Здесь кора выветривания представлена, в зависимости от глубин денудационного среза, различными зонами профиля остаточной коры разложения

и коры выщелачивания докембрийских пара- и ортопород. Относительно хорошая сохранность ее обусловлена тем, что современная поверхность здесь в большей степени, чем где-либо в Прибайкалье, унаследовала черты древнего рельефа (рис. 1), синхронного эпохе корообразования и начальным стадиям неогенового осадконакопления.

В Приольхонье довольно крупные участки коры выветривания выявлены при разведочных работах на марганец и фосфор в так называемых «долинах» Озерской, Борсойский Тажеран, Загалмайской, Улан-Нурской, в окрестностях деревень Петрово, Кучелга и др. На о-ве Ольхон кора выветривания наблюдается в ряде пунктов вдоль побережья Малого моря. Уже издали в береговых обрывах озера она четко вырисовывается на окружающем сером фоне пород архея своей яркой пятнистой окраской белого, розового, кремового и вишневого цветов. Образование коры выветривания отмечены В. Д. Мацем в пределах Байкальского хребта (Анайская «долина»). По всем признакам кора выветривания здесь представлена довольно широко; с ней, как и в Приольхонье, связан целый ряд инфильтрационных рудопроявлений фосфора и марганца. В пределах Приморского хребта ясные признаки наложенного древнего выветривания уже давно отмечены в кварцитах Голоуспенского и Харгинского месторождений. Выветривание, судя по данным Т. А. Дольник, выражено в выщелачивании первичного известкового цемента, в общем разрыхлении кварцитов, появлении гнезд и пластов совершенно рыхлых кварцевых песков с реликтовыми блоками крепкого кварцита, во вторичной железокремнистой цементации.

На юго-восточном побережье Байкала, кроме Танхойского поля, кору выветривания Н. А. Флоренсов наблюдал у подножия хр. Морского и в обрывах бухтового западного берега п-ова Святой Нос.

Приведенный выше перечень пунктов с корой выветривания, конечно, не полон. В горном окружении Байкала остатки коры, несомненно, распространены более широко, но не всегда распознаются геологами при исследованиях. Достаточно указать хотя бы на ставший теперь уже классическим район Ольхона и Приольхонья, где кора выветривания долгое время не попадала в поле зрения исследователей, и лишь после наблюдений Е. В. Павловского в 1953 г. на Ольхоне ее стали изучать более внимательно.

Часть Байкальской впадины, в состав которой входят о-в Ольхон и Приольхонье, сложена метаморфическими породами позднего архея, собранными в систему сжатых крупных линейных складок северо-восточного простирания. В составе архейской толщи, достигающей, по данным Е. В. Павловского и А. С. Ескина не более 2000 м мощности, основную роль играют разнообразные кристаллические сланцы, парагнейсы, амфиболиты, мигматиты, мраморы и кварциты. Весь этот петрографически пестрый комплекс пород прорван интрузиями гранитоидов и основных пород.

Граниты образуют небольшие массивы, несколько вытянутые в северо-восточном направлении согласно с простиранием архейских структур, тогда как массивы габбро и пироксенитов, сосредоточенные в основном на территории Приольхонья, имеют в плане изометричные очертания; ими обусловлены местные искажения ориентировки осей архейских складок (например, известный поворот структур архея в нижнем течении р. Анги).

Наряду со складчатыми формами, в структуре Ольхона и Приольхонья большое значение имеют продольные разломы, рассекающие фундамент на пластины северо-восточного простирания.

Распространение и морфология коры выветривания в значительной степени определены линейной структурой субстрата. Именно по этой причине она имеет ярко выраженный линейный характер. Так называемые «до-

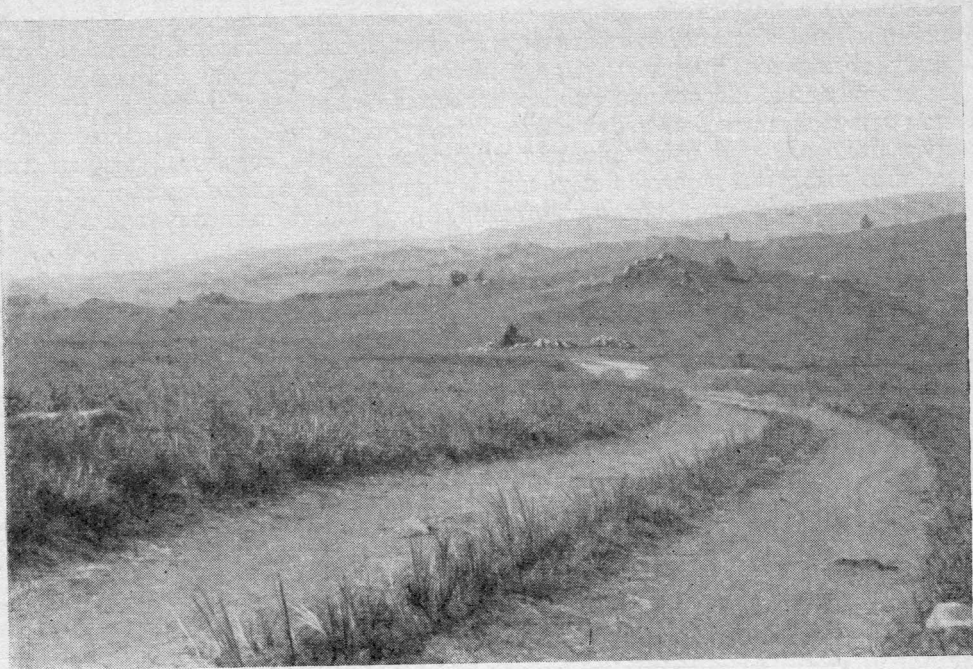


Рис. 1. Мелкосопочник Приольхонья

лины» Приольхонья — эти сухие лощины, вытянутые на десятки километров по простиранию архея и не имеющие даже временного водотока, являются, как правило, вместилищами мощной коры выветривания, едва прикрытой делювиальными и коллювиальными щебнями и суглинками. На дне таких «долин» и на склонах местами наблюдаются скопления черных обломков железо-марганцевой руды, на основании чего долгое время надеялись найти здесь промышленные месторождения.

Пространственная разобщенность и линейность выходов коры выветривания являются следствием не только линейной структуры фундамента и его петрографической неоднородности, но и глубины денудационного среза. Часть этих линейных форм, видимо, представляет собой лишь «корневую систему» в прошлом более сомкнутых и широких плащей выветрелых пород.

Приольхонская кора выветривания местами прикрыта неогеновыми и эоценовыми отложениями мощностью до 70—100 м, но чаще всего она либо вообще лишена защитной покрывки, либо над ней залегают тонкий (до 3—5 м) и прерывистый чехол позднечетвертичных отложений. При этом любопытно, что в пунктах с мощной изолирующей покрывкой из песчано-глинистых отложений неогена (Загалмайская долина, окрестности сел Халагай и Харанца) кора выветривания, как правило, менее мощная, чем там, где она непосредственно выходит на дневную поверхность. Эту особенность предположительно можно объяснить тем, что в пунктах без изолирующей покрывки кора выветривания продолжала развиваться еще в течение неогена, в то время как другие участки были исключены из сферы выветривания сразу же после отложения нижних слоев неогеновых глин.

Характерной особенностью коры выветривания является также быстрая изменчивость ее состава и морфологии в зависимости от петрографического состава материнских пород. Среди последних склонны к выветриванию, в первую очередь, биотитовые, биотит-роговообманковые и рогово-

обманковые парагнейсы и парасланцы. За ними следуют габброидные породы, амфиболиты, пегматиты и граниты. На последнем месте в этом ряду находятся кварциты, практически не образующие заметной коры выветривания. Несколько особое положение занимают мраморы. По темпам выветривания они несомненно отстают от сланцев и гнейсов, поскольку в полосах коры выветривания пласты мраморов нередко образуют линейные высуги, прерываемые лишь карстовыми западинами с остаточными, как правило, красноцветными продуктами выщелачивания.

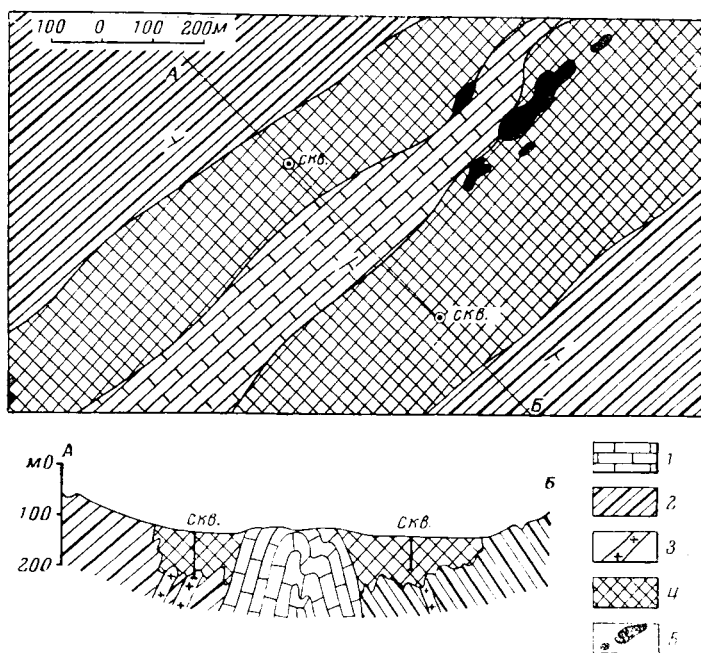


Рис. 2. Условия залегания коры выветривания в «долине» Борсойский Тажеран.

1 — мраморы; 2 — гнейсы и кристаллические сланцы; 3 — пегматитовые жилы; 4 — кора выветривания; 5 — инфильтрационные железо-марганцевые скопления

Наблюдаемая в пределах долин склонность известняков образовывать положительные формы, а алюмосиликатных пород — понижения, более обширные и плавные, чем на карбонатных породах, кажется на первый взгляд парадоксальной, если не учитывать наложенной коры выветривания. Даже вблизи контакта с неизменными мраморами последняя достигает мощности 90—100 м (рис. 2), охватывая разнообразные породы: роговообманковые сланцы, биотитовые гнейсы, мигматиты, амфиболиты и габбро. Примеры такого избирательного выветривания многочисленны. С ними встречаешься практически в каждой долине с более или менее развитой корой выветривания.

Из сказанного следует, что на известняках не бывает столь же мощной коры, какая наблюдается на алюмосиликатных породах. Важно подчеркнуть также, что на них кора развивалась по типу выщелачивания, тогда как на прочих породах она развивалась по типу разложения. Гетерогенность состава субстрата обуславливала изменчивость характера выветривания в горизонтальном направлении, вкrest господствующего простирания круто стоящих пластов архейских пород.

Рассмотрим теперь отдельные разрезы коры выветривания.

В Озерской долине скважиной вскрыт 87-метровый разрез остаточной коры разложения, прикрытой с поверхности трехметровым слоем темно-серой песчаной озерной глины с раковинами легочных моллюсков. Снизу вверх здесь залегают:

1. В интервале 87—61 м — выветрелые рассыпающиеся биотитовые среднезернистые кварцевые диориты серого цвета. Степень измененности пород по разрезу неодинакова и в целом увеличивается снизу вверх. В сильно выветрелых разновидностях плагиоклазы мутные замещены гидрослюдами, биотит осветлен и также частично замещен гидрослюдами. Для пород характерна пятнистая текстура за счет развития процессов монтмориллонитизации; пятна монтмориллонита имеют бледно-зеленую окраску и неправильные изрезанные очертания. Неизменными остаются лишь ксеноморфные зерна кварца. Породы в данном интервале находятся на стадии начального разложения, с характерной для нее гидрослюдизацией полевых шпатов и биотита, и сохраняют глипидоморфную структуру.

2. В интервале 61—52 м отмечается еще большее разложение полевых шпатов и полное осветление чешуек биотита. Породы превращены в коричневато-желтый глинисто-слоистый агрегат массивной текстуры с гнездами, до 6 см в диаметре, белого каолинита и с мелкими зернами полуразложенного полевого шпата. Кварц встречается в виде реликтовых угловатых зерен и даже обломков величиной до 2—3 см. Развившиеся по полевым шпатам гидрослюды образуют пакеты и таблицы призматического габитуса. Окислы железа и марганца, отсутствовавшие в интервале 87—61 м, появляются здесь в форме мелких самостоятельных гнезд или участков пигментации ржавого и черного цвета. В совокупности с белыми гнездами каолинита они обуславливают пятнистую текстуру отдельных участков данной зоны коры выветривания.

3. В интервале 52—3 м наблюдается мощная и более или менее однородная по составу зона каолинит-гидрослюдистых пород (глин) с реликтовыми ксеноморфными зернами кварца. Плагиоклазы (олигоклаз-андезин) почти полностью разложены, сохранились только зерна микроклина с зазубренными очертаниями. Весьма характерна каолинизация гидрослюд, сопровождающаяся появлением полос и пятен белого каолинита на общем коричневато-желтом фоне пород. Гидрослюды в форме изогнутых, разбухших пакетиков и таблиц образуют основу породы. Вся зона прокрашена гидроокислами железа. В отличие от двух нижних интервалов, кора выветривания имеет здесь слоистую текстуру; в совокупности с повышенным содержанием слюдистых минералов это свидетельствует о том, что в интервале 51—3 м материнскими породами были парасланцы или гнейсы. В интервале 61—52 м, где наблюдаются крупные линзовидные гнезда каолинита и реликтовые куски кварца, пройдены, по-видимому, мигматиты. Для верхней части рассматриваемой зоны, до глубины примерно 15—20 м от поверхности, характерно более интенсивное прокрашивание гидроокислами железа и марганца, вплоть до образования последними мелких желваковых форм.

В разрезе другой скважины, расположенной вблизи от описанной, представлена кора выветривания биотитовых плагиогнейсов и гнейсов. Снизу, в интервале 74,5—69,0 м наблюдается структурный элювий биотитовых гнейсов; плагиоклазы и биотит частично гидрослюдизированы. Выше по разрезу плагиоклазы изменяются уже полностью, биотит сильно гидратирован, пропитан окислами железа, замещен изогнутыми от разбухания пакетами гидрослюд и гидрохлорита.

Для верхнего интервала (69—0 м) характерны пестрота и быстрая сменяемость текстурных признаков, что обусловлено гетерогенностью исходного субстрата, неравномерностью выветривания и избирательным характером наложенного инфильтрационного минералообразования. Среди

более или менее однотипных каолинит-гидрослюдистых образований, обычно мало минерализованных гидроокислами железа и марганца и имеющих серовато-желтую либо светло-коричневую окраску, встречаются породы: а) с крупными гнездами белого каолинита; б) со стяжениями и полосами ржавого, вишневого и пурпурного цвета, пропитанными гидроокислами железа; в) брекчиевидные каолинит-гидрослюдистые породы, пропитанные окислами и включающие гнезда железо-марганцевой руды с содержанием до 50—60% MnO . Самый верх разреза коры выветривания, до глубины 12 м, пигментирован Mn и Fe особенно сильно: здесь множество рудных гнезд и прожилков, состоящих из гетита, гидрогетита, пиролюзита, псиломелана. В интервале 33—35 м пересечен пласт сильно-трещиноватого маршалитизированного кварцита.

Оба рассмотренных разреза иллюстрируют кору выветривания, лишенную защитной покрывки.

О коре под неогеновыми отложениями дает представление разрез скважины, пробуренной близ бывшего улуса Загалмай, в одноименной «долине». На глубине 73—84 м находится зона начального разложения биотитовых гнейсов, с помутневшими и пелитизированными плагиоклазами и ясными признаками разложения и гидратации биотита. Выше по разрезу, начиная с глубины 65—70 и до 42 м, гнейсы превращены в каолинит-гидрослюдистый агрегат с хорошо сохранившейся тонкослоистой текстурой материнских пород. В агрегате изредка попадаются реликтовые кусочки плагиоклазов; калиевые полевые шпаты сохранились значительно лучше; кварцевые зерна остаются практически неизмененными. Породы имеют светло-коричневую, белую и охристо-белую окраску. Пигментация вторичными окислами Mn и Fe выражена здесь слабее, нежели в других разрезах. Не наблюдается также и рудных обособлений, весьма характерных для коры в Озерской долине. Дважды, на глубине 53—58 и 61—63 м, пересечены пласты (либо блоки) маловыветрелых биотит-кварцевых сланцев, залегающих среди сильновыветрелых белых и охристо-белых каолинит-гидрослюдистых пород.

Кора выветривания в Загалмайской долине прикрыта 42-метровой толщиной неогеновых и эоплейстоценовых отложений, начинающихся четырехметровым пластом галечника из слабо окатанных обломков кварца с прослоями белого кварцевого песка. Выше этих существенно мономинеральных отложений наблюдается переслаивание пестроцветных монтмориллонитовых глин, в разной степени песчанистых, с прослоями полурыхлого полимиктового песчаника мощностью до 0,5—1,0 м.

Данные бурения существенно дополняются наблюдениями за корой выветривания в обнажениях на о-ве Ольхон. На Маломорском побережье острова ее выходы отмечены (с юго-запада на северо-восточное окончание острова) в заливах Шибеты и Тагай, севернее развалин Хужиртуя, на мысах Харанца и Харалдай, в заливе Баян-Шунген (южнее мыса Будун), у мыса Саса и в обрывах Красного Яра. Из перечисленных пунктов привлекает внимание побережье залива Баян-Шунген (рис. 3), где кора выветривания представлена наиболее полно. Выходы коры в береговом срезе залива образуют прерывистую полосу шириной до 1 км, если считать вкостр простирания складчатой структуры архея, и далее, в пределах острова, скрыты толщей неогеновых песков и глин. Бросается в глаза прежде всего петрографическая разнородность основы, на которой развита кора выветривания. Коренные породы здесь представлены крупнозернистыми и пегматоидными биотитовыми гранитами, пегматитами с крупными (до 20 см) кристаллами биотита, ортоамфиболитами, гигантозернистыми роговообманковыми габбро, биотитовыми графитизированными гнейсами и мраморами. Местами они расчленены субвертикальными зонами милонитов с беспорядочно ориентированными штрихованными зеркалами скольжения.



Рис. 3. Выходы коры выветривания в береговых обрывах. Залив Баян-Шунген

В береговых обнажениях выветрелые породы имеют яркую и пеструю окраску, в кремовых, вишневых, бурых, белых, зеленых и салатных тонах. Литологический контроль над окраской продуктов выветривания ясно заметен лишь на основных породах — габбро и ортоамфиболитах, превращенных в зеленые, нонtronитовые глины. Гнейсам, гранитоидам и пегматитам свойственна в общем одинаковая пестроцветная окраска с преобладанием кремовых и белых тонов (рис. 4).

Чрезвычайная зазубренность постели коры выветривания в большой мере зависит от состава материнского субстрата, однако наиболее глубоко ее корни проникают по зонам трещиноватых милонитов.

Морфология коры выветривания, в частности характер ее постели, непосредственно отражает различия в составе субстрата и в особенности различия в степени его проницаемости в зависимости от тектонического раздробления пород фундамента. По этой причине даже в пределах петрографически однородных материнских пород можно наблюдать субвертикальные зоны выветривания, сопряженные с зонами относительно свежих пород.

Толща выветрелых пород, достигающая мощности 40 м, имеет вертикальную зональность. В заливе Баян-Шунген применительно к гнейсам и гранитам хорошо различимы три зоны: 1) зона дезинтеграции и начального разложения алюмосиликатов (сапролит); 2) зона почти полного разложения алюмосиликатов и превращения пород в каолинит-гидрослюдистый агрегат пестрой окраски и 3) зона полного разложения алюмосиликатов и превращения пород в глинистый агрегат преимущественно каолинитового состава. Из этих трех зон наиболее мощной является средняя — зона каолинит-гидрослюдистых образований. В ней еще хорошо различимы структурные и текстурные признаки материнских пород, встречаются реликты кристаллов плагиоклаза. В верхней зоне последние почти не сохраняются, к тому же кварц частично растворен. Из глинистых новообразований здесь преобладает каолинит, тогда как в средней зоне развиты преимущественно гидрослюды. Следует заметить, что сохранность верх-



Рис. 4. Кора выветривания ортоамфиболитов (темное) и биотитовых гнейсов (белое).
Залив Баян-Шунген

ней зоны крайне низкая и наблюдать ее удастся в исключительно редких случаях: обычно она полностью размыта и разрез коры выветривания начинается со второй зоны. На породах кислого состава вторая зона представляет собой агрегат глинистых минералов, главным образом гидрослюд, в меньшей мере — каолинита, неравномерно и относительно густо насыщенный остаточными минералами — угловатыми зернами кварца, чешуйками графита и сильно корродированными полуразложившимися зернами полевых шпатов, чаще — микроклина, реже — плагиоклаза. По внешнему облику породы похожи на материнские и только в самой верхней части, при переходе в следующую зону, это сходство местами полностью утрачивается в результате объемных нарушений псевдоморфной структуры элювия.

С корой выветривания в заливе Баян-Шунген генетически связана гипергенная марганцевая минерализация. Окислы марганца образуют корки и извилистые прожилки мощностью 1—3 см, сопровождаемые раздувами и полостями шириной до 15—20 см. Прожилки обычно приурочены к контакту выветрелых пород разного состава; чаще всего их можно наблюдать на стыке белых каолинизированных гранитов и глинистых пород бордового цвета, возникших за счет милонитов. Кристаллический землистый псиломелан цементирует зерна остаточного кварца, обломки полевых шпатов и каолинит-гидрослюдистых пород. Марганец отлагался по трещинам, что сопровождалось, по-видимому, частичным метасоматозом пород коры выветривания. Инфильтрация марганецсодержащих растворов явилась составной частью общего процесса корообразования, но происходила на самых поздних стадиях.

Выходы коры выветривания в других пунктах побережья Ольхона по составу и морфологии в принципе сходны с описанным. Для всех них одинаково характерна приуроченность к линейно вытянутым либо округлым понижениям рельефа, существовавшим уже в эпоху накопления

неогеновых отложений. Часть этих понижений имеет прямую связь с ослабленными полосами докембрийского фундамента и соответствует зонам древних разломов, которые возникали до образования впадины оз. Байкал и в оформлении ее структуры активного участка не принимали. Последнее вытекает из того, что зоны этих разломов местами «срезаны» корой выветривания и вместе с ней перекрыты третичными отложениями. Кроме того, они не образуют в рельефе отчетливых уступов, т. е. форм, неизменно сопровождающих разломы, которые были активными в неогене и антропогене. Там, где процессы выветривания затронули зоны древних разломов, кора выветривания становится особенно мощной (до 50—60 м), ее корни нередко опущены под уровень Байкала.

На о-ве Ольхон кора выветривания в большинстве пунктов лишена защитной покрывки и находится в состоянии медленного, но неуклонно прогрессирующего разрушения. Лишь в отдельных местах она предохраняется от размыва покровом третичных глин, мергелей и песков. Показательна в этом отношении полоса побережья между деревнями Хужир и Халагай, где неогеновые отложения слагают сравнительно широкое (до 3 км) поле северо-восточного простирания, имеющее длину свыше 10 км. Кора выветривания появляется кое-где по северо-западному краю этого поля, в абразионных уступах берега. Здесь расположены, в частности, описанные выше выходы коры выветривания залива Баян-Шунген. В стенках оврага, протягивающегося от берега в глубь степной котловины, кора выветривания срезана по ровной линии подошвой неогеновых пятнистых песчаных глин, мощностью 6 м, перекрытых, в свою очередь, двухметровым пластом ярких вишнево-бордовых суглинков и глин эоплейстоцена (рис. 5).

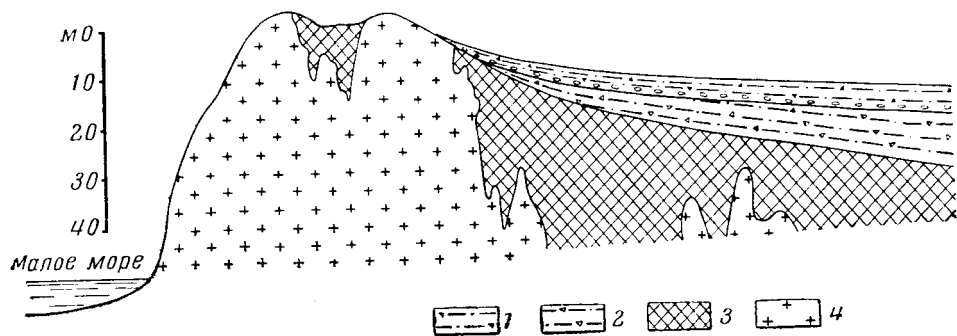


Рис. 5. Разрез по стенке оврага, в заливе Баян-Шунген

1 — красноцветные дресвянистые суглинки (нижний эоплейстоцен); 2 — зеленоцветные песчаные глины (миоцен — нижний плиоцен); 3 — кора выветривания (мел-палеоген); 4 — архейские орто- и парапороды

Под неогеновыми отложениями Харанце-Халагайского поля кора выветривания, судя по данным бурения, развита почти повсеместно, однако ее мощность невелика — обычно 10—20 м, при этом она минимальна на положительных формах донеогенового рельефа и максимальна в западинах и ложбинах. Иными словами, под неогеновыми отложениями наблюдается почти такая же картина, как и в пунктах с открытой корой выветривания, т. е. увеличение мощности коры разложения в отрицательных формах рельефа. Во всяком случае, перед началом неогенового осадконакопления рельеф Ольхона и Приольхонья имел вид мелкосопочника. Об этом свидетельствуют и выступы кристаллического фундамента в виде останцовых гор, окруженных со всех сторон неогеновыми отложениями и как бы «откапываемых» современной денудацией.

Из приведенного материала видно, что древний орто- и метаэлювий архейских пород Приольхонья относится к категории морфологически сложных кор выветривания (в понимании И. И. Гинзбурга). Его сложность определяется прежде всего петрографической разнородностью кристаллического фундамента. Сложность эта еще дополнена участием в структуре древних разрывных нарушений, увеличивших резкость горизонтальной морфологической зональности коры выветривания.

В вертикальном профиле коры выветривания пород кислого и среднего состава намечается определенная зональность. По И. И. Гинзбургу (1957), различаются три зоны: 1) зона начального разложения и выщелачивания материнских пород; 2) промежуточная зона и 3) зона конечного разложения силикатов. Все они связаны постепенными переходами; границы между ними расплывчаты.

Для нижней зоны характерны явления гидратации силикатов (плагноклазов, слюд и роговой обманки). Плагноклазы частично замещаются тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюд; биотит, мусковит и роговая обманка едва задеты гидролизом, но иногда биотит полностью замещен хлоритоподобным минералом с выделением окислов железа на торцах чешуй и по трещинам спайности. Кварц и микроклин сохраняются почти нетронутыми. Мощность данной зоны изменчива, но, как правило, не превышает 15—20 м.

Во второй зоне степень разложения алюмосиликатов прогрессивно нарастает. Листоватые минералы — биотит и хлоритоид — полностью переходят в гидрослюды, распадаясь на отдельные волокна, причем железо оседает тут же, пропитывая минеральный агрегат или образуя отдельные сгустки. В некоторых интервалах гидрослюдизация биотита сопровождается его осветлением. По плагноклазам также развиты гидрослюды, образующие псевдоморфозы замещения в виде столбчатых пакетов, изогнувшихся от разбухания. Некоторые пакеты гидрослюд изогнуты настолько круто, что в отдельных сечениях напоминают сферокристаллы. Частичному замещению подвергается и микроклин, о чем свидетельствуют изрезанные очертания его зерен. Кварц в данной зоне сохраняется без изменений. В гидрослюдистом агрегате наблюдаются первые признаки каолинизации в виде некрупных осветленных пятен мелкочешуйчатого каолинита.

Вторая зона играет роль связующего звена между нижней и верхней зонами. Ей одинаково свойственны признаки как той, так и другой, т. е. она не имеет самостоятельности, присущей двум другим зонам, и выделена в значительной мере условно.

Третья зона наиболее широко развита во всех изученных профилях. Ее мощность достигает несколько десятков метров. Хотя в ней и сохраняется псевдоморфная структура материнских пород, но вещественный состав сильно преобразован. В нижней части данной зоны еще имеются реликтовые зерна плагноклаза, но в самом верху они почти полностью исчезают. Аналогичным образом ведет себя и микроклин, однако он более устойчив, нежели плагноклазы. Любопытно, что кварц, вполне инертный в двух предыдущих зонах, здесь подвергается слабому растворению, выразившемуся в появлении корродированных ограничений у отдельных, преимущественно трещиноватых, с волнистым погасанием зерен.

В упрощенном виде третья зона представляет собой глинистую породу с погруженными в нее реликтовыми зернами стойких к выветриванию минералов — кварца, графита, циркона и граната. В случае выветривания биотитовых гнейсов и сланцев среди глинистых минералов господствуют гидрослюды и каолинит. Содержание последнего относительно возрастает по направлению к верху разреза; соответственно уменьшается содержание гидрослюд. Наличие подобной зависимости говорит как будто о возникновении каолинита в основном за счет гидрослюд, но нередко

каолинит замещает плагиоклазы даже в нижней зоне. В количественном отношении гидрослюды более или менее постоянно преобладают над каолинитом. В коре выветривания на гранитах и пегматитах почти всегда главенствует каолинит, но имеются и гидрослюды. Наконец, на габбро и амфиболитах глинистые минералы представлены нежно-зеленым порошкообразным нонтронитом.

В верхней части профиля коры выветривания отмечается присутствие минералов монтмориллонитовой группы. Возникновение монтмориллонита в коре выветривания, формировавшейся, судя по ее минеральному составу, в резко выраженной кислой среде, представляет собой явно поздний, наложенный процесс, поскольку монтмориллонитизация глинистых минералов, особенно гидрослюд, протекает, как известно, в щелочной или в нейтральной среде.

Изменения химического состава коры выветривания приведены в табл. 1. Нижняя и верхняя зоны коры выветривания различаются по содержанию щелочей и щелочных земель, кремнезема и полугорных окислов. Ясно выражено уменьшение таких компонентов, как Na_2O , K_2O , MgO , CaO , SiO_2 . Количество Al_2O_3 возрастает примерно в 1,5 раза. В таблице использованы только те пробы, в которых макроскопически не заметно обогащение гидроокислами железа и марганца. Поэтому цифровые значения этих компонентов остаются примерно на одном уровне. На самом же деле содержание MnO и Fe_2O_3 возрастает снизу вверх. Это видно из того, что в этом направлении явственно усиливается пигментация пород и чаще встречаются самостоятельные железо-марганцевые стяжения, содержащие до 60% MnO и до 25—30% Fe_2O_3 .

Графическая обработка данных о содержании в коре выветривания Приольхонья главных компонентов — SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , выполненная в 1961 г. В. Г. Рыбаковым, показала, что в профиле снизу вверх понижается содержание кремнезема с 65—70% в нижней зоне до 35—45% в верхней (рис. 6). Содержание полу-

Химический состав коры выветривания гнейсов и мигматитов Озерской долины (в вес. %)

Зона	Глубина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	P_2O_5	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^+	H_2O^-	Сумма
Верхняя	15—13	54,84	0,88	26,34	7,20	0,14	0,21	0,13	0,06	0,30	—	0,34	10,20	0,24	100,88
	27—28	53,10	1,00	25,04	8,06	0,72	0,18	0,25	0,17	0,95	0,30	0,42	10,00	0,28	100,47
	39—44	34,16	1,52	27,10	18,06	—	0,20	4,26	0,45	0,45	0,86	—	12,34	0,78	100,48
Нижняя	52—53	54,60	0,88	17,61	8,00	0,14	0,73	0,14	4,06	2,08	1,96	2,56	4,28	3,00	100,04
	55—60	63,50	0,73	15,53	9,00	0,58	0,20	0,28	0,62	1,80	1,70	0,62	6,42	0,14	101,12
	80—87	57,14	0,88	16,81	7,74	0,72	0,31	0,04	3,51	1,89	1,58	3,68	3,00	2,20	99,50

торных окислов и двуокиси титана, напротив, возрастает: Al_2O_3 с 15—17 до 25—27%, Fe_2O_3 с 3—5 до 12% и более, TiO_2 с 0,5 до 1,0—1,5%. Иными словами, эти три компонента в коре выветривания инертны и по мере ее «созревания» накапливаются в относительном избытке. Видимо, сходным образом ведет себя и MnO (данные о ней отсутствуют). Формы накопления компонентов различны: Al_2O_3 входит в состав силикатных глинистых новообразований, определяя тем самым силлитный тип выветривания, а железо, марганец и титан образуют свободные скопления в виде окислов и гидроокислов этих элементов.

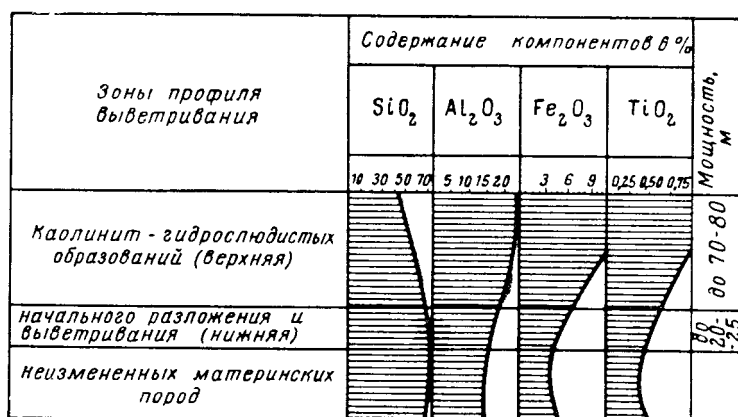


Рис. 6. Содержание некоторых окислов в профиле коры выветривания Приольхонья (по В. А. Рыбакову, с изменениями)

Процесс выветривания протекал в направлении аккумуляции свободных окислов Fe и Mn, что ясно видно из наличия в лощинах с корой выветривания скоплений этих элементов в виде гнездообразных и линзовидных залежей порошкообразной либо комовой руды, добычу которой в небольшом объеме вели в XVIII и XIX вв. (Артемьев, 1926) и дополнительно разведывали в наше время. Не может быть сомнений в том, что железо-марганцевые проявления в Ольхонском крае непосредственно связаны с корой выветривания. Существование генетической связи между ними подтверждается всей совокупностью фактов: пространственно-геоморфологической приуроченностью наиболее крупных скоплений руд к отрицательным формам рельефа с развитой корой выветривания, прихотливой формой рудных залежей и гипергенным минералогическим составом руд. Эти рудные скопления, ныне в значительной мере редуцированные, представляют, по сути дела, конечные продукты выветривания, и там, где они сохранились, их можно рассматривать как самую верхнюю зону, завершающую профиль ольхонской коры выветривания. Аккумуляция рудного вещества в этой верхней зоне могла осуществляться не только за счет резерва элементов на месте, но и путем подтока Mn и Fe с грунтовыми водами со стороны соседних возвышенностей. Богатые гелями и растворами железа и марганца грунтовые воды, попадая в низины и просачиваясь сквозь кору выветривания, отдавали эти элементы верхней зоне и лишь часть их проникала в более глубокие горизонты коры, обусловив появление там небольших гнезд и жил железо-марганцевой руды. С этой точки зрения железо-марганцевые рудопроявления Приольхонья и Ольхона являются образованиями комплексными, остаточного-инфильтрационными. Без бокового привноса вряд ли смогли бы возникнуть значительные рудные скопления, так как марганцевый кларк в исходных породах для этого слишком низок (MnO в среднем не более 0,15%).

В современном денудационном срезе коровые железо-марганцевые «шлапы» сохранились, конечно, не полностью. Рассеивание коровых руд в путях миграции в течение неогена и антропогена, приведшее к широкому разносу железо-марганцевых обломков по территории Приольхонья, значительно сократило первоначальные размеры залежей. Несомненно, часть их при этом была полностью разрушена. Однако нет каких-либо веских оснований полагать, что коровые руды могли образовывать в прошлом скопления в промышленных масштабах. Не приходится говорить также о промышленной ценности тех остатков рудных залежей, которые уцелели в современном срезе и состояние разведанности которых позволяет толковать перспективность территории Приольхонья только как района с непромышленными залежами и проявлениями гипергенных железо-марганцевых руд.

Принципиальное и важное значение имеет вопрос о первоисточнике марганца. Нам кажется, что многолетние поисковые работы в этом направлении внесли в него достаточную ясность. Они показали, во всяком случае, что в полосе распространения архея, включающей собственно Приольхонье и о-в Ольхон, материнские породы лишь в очень редких случаях содержат повышенные количества первичного марганца в составе мраморов (Саган-Забинское месторождение) и отчасти кварцитов. Вследствие малых размеров и низкого содержания компонента эти единичные проявления относятся к разряду мелких, непромышленных и по этой причине не могли иметь решающего значения в возникновении вторичных скоплений марганца. В последнем убеждает также и то обстоятельство, что известные коровые рудопроявления не имеют с ними пространственной связи. Материнские породы непосредственно под коровыми залежами в ближайших окрестностях, по данным В. Д. Маца, В. Ф. Донцова и Т. С. Михайловой и других, содержат марганец лишь в пределах кларковой нормы или немного больше. Следовательно, вторичные остаточные инфильтрационные месторождения железо-марганцевых руд района возникли в основном за счет мобилизации марганца и железа из материнских пород с кларковыми содержаниями этих элементов. Ольхонские месторождения аналогичны, таким образом, многим марганцевым месторождениям выветривания Урала и Казахстана, рассмотренным А. Г. Бетехтиным (1946).

Много общего с проявлениями марганца имеют на территории Западного Прибайкалья проявления фосфатных руд. Сходство это заключается прежде всего в генетической связи наиболее крупных фосфатопроявлений также с корой выветривания. Известны случаи совместного нахождения фосфоритовых и марганцевых руд в коре выветривания (Озерская долина). Как установлено В. Д. Мацем, О. П. Егоровой, Ю. К. Дзинкас и А. К. Бабкиным, вторичные фосфориты образуют залежи сложной конфигурации в коре выветривания на породах улунтуйской свиты трехчленного байкальского комплекса (Сарминское месторождение) или на высокометаморфизованных породах архея (Озерское месторождение).

По данным А. К. Бабкина (устное сообщение, 1960 г.), фосфатопроявления в материковой части Приольхонья связаны со средней подсвитой улунтуйской свиты и непосредственно тяготеют к верхнему горизонту, состоящему из фосфатно-карбонатно-кремнистых, карбонатно-кремнистых и карбонатных пород. Все это хорошо видно на примере Сарминского месторождения. Первоисточник фосфора здесь совершенно ясен: это убогие первичные пластовые фосфориты верхнепротерозойского возраста. В коре выщелачивания происходило вторичное обогащение и цементация пятиокисью фосфора остаточных продуктов, а также инфильтрационно-метасоматическое осаждение ее в карстовых полостях, являвшихся своеобразными ловушками. Общая тенденция этих превращений сводилась, в конечном счете, к обогащению фосфоритов в локальных участках. Возникшие таким путем

вторичные фосфориты представлены как рыхлыми глиноподобными массами, так и плотными, нередко брекчиевидными разностями. Непременным компонентом как тех, так и других являются обломки и блоки материнских пород, погруженные в глинисто-фосфатный цемент. На дне Сарминской залежи вблизи контакта с подстилающими породами в фосфоритах содержится значительное количество реликтового кварцевого песка и кремнистого щебня. Эта наиболее крупная и лучше всех изученная залежь имеет, в соответствии с ее генезисом, чрезвычайно сложную морфологию (рис. 7).

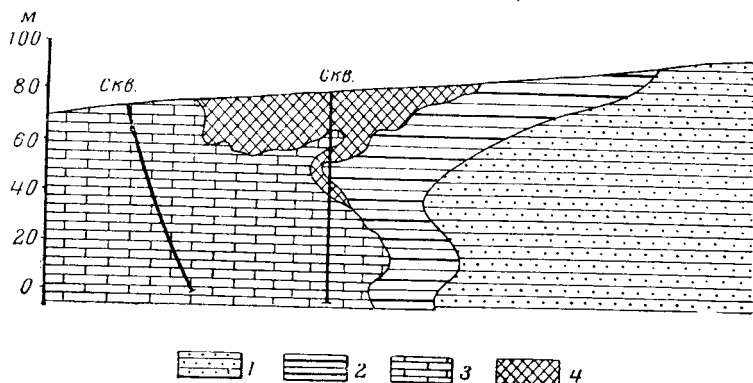


Рис. 7. Разрез через фосфоритовую залежь Сарминского месторождения (по А. К. Бабкину)

Улуунтуйская свита, нижняя подсвита: 1 — песчаники и глинистые сланцы. Средняя подсвита: 2 — углисто-глинистые сланцы; 3 — фосфатно-кремнисто-карбонатные породы; 4 — вторичные фосфориты (глиноподобные, брекчиевидные, с обломками и блоками протерозойских пород)

Как видно из приведенного обзора, в геологическом строении и минерации Приольхонья кора выветривания играет заметную роль. Нельзя, однако, думать, что только в Приольхонье ярко выражены основные признаки коры выветривания. В 1961—1962 гг. Н. А. Флоренсов обнаружил ее выходы еще в ряде пунктов на северо-западном побережье Байкала.

К югу и востоку от Байкальской впадины реликты коры выветривания сохранились в разных геоморфологических условиях. Ф. В. Кузнецова наблюдала их под покровами миоценовых лав вершинной части Хамар-Дабана, на междуречье Слюдянки и Быстрой, где они представлены в виде карманов каолинита и гидрослюд на докембрийских гранитах и пегматитах. На Витимском плоскогорье, по данным С. Г. Мирчинк (1961), кора выветривания подстилает местами древний золотоносный аллювий. Здесь она развита на различных материнских породах и в зависимости от этого обладает изменчивым обликом и составом; отмечено также глубокое проникновение корней коры выветривания в разрывы и зоны повышенной трещиноватости. Из других пунктов Западного Забайкалья заслуживают внимания окрестности Кяхты с хорошо развитой остаточной корой разложения на горизонтах силлиманитовых сланцев докембрия. Верхняя часть коры выветривания, состоящая из каолинита и гидрослюд с изменчивой примесью остаточных зерен кварца и рутила, прокрашена гидроокислами железа и орозитом.

Еще далее к востоку остатки коры выветривания известны на территории Шилкинско-Аргунского междуречья. По данным Б. В. Рыжова (1961) и Н. Н. Геракова (1961), возраст этой коры не моложе шилкинских конгломератов, несущих ясные признаки наложенной каолинизации. Таким образом, и в Восточном Забайкалье имеются следы каолинового

выветривания того же возраста, что и в Прибайкалье, проявившегося, видимо, в сходной климатической и тектонической обстановке. Выделенный Ю. А. Билбиным (1939) в южной части Алданского массива и в других районах Восточного Забайкалья так называемый «каолиновый аллювий» представляет собой, по всем признакам, дифференциат этой древней коры выветривания.

Сибирская платформа

Признаки достаточно глубокого выветривания в течение верхнего мела и палеогена, выявленные во многих районах Сибирской платформы, позволяют считать, что процесс корообразования охватывал почти всю эту огромную территорию и был наиболее характерным для того времени. Следы химического выветривания, наложенного на палеозойские и мезозойские отложения и траппы, отмечены Э. И. Равским (1959б) и другими исследователями в Тунгусском бассейне, В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пущаровским (1954), Д. М. Колосовым (1952), И. П. Варламовым (1957) и М. Н. Алексеевым (1961б) в Вилюйской впадине, Приверхоянском прогибе и Западном Верхоянье, Н. И. Соколовым (1957), Н. А. Логачевым и Т. К. Абрамовой (1958) на юге Иркутского амфитеатра.

Некоторые исследователи на территории Иркутского угленосного бассейна за кору выветривания мел-палеогенового возраста иногда ошибочно принимали каолиновые глины более ранней, предъюрской эпохи выветривания. Н. И. Соколов (1957), хотя и признававший самостоятельное значение предъюрского выветривания, склонен был связывать каолиновые глины в нижнем течении р. Белой (половинкинские, тронковские) с третичным выветриванием юрских аркозовых песчаников и отчасти нижнекембрийских доломитов. Никем не разделяемая в настоящее время точка зрения Н. И. Соколова явилась результатом использования устаревших данных довоенных лет, когда изучение месторождений каолиновых глин еще только начиналось. Исследованиями М. М. Одинцова, А. Х. Кычакова, Г. А. Дымского, В. Н. Щербакова, Г. А. Покатилова и Е. П. Бессолицына внесена в этот вопрос полная ясность.

Различие мел-палеогеновой коры выветривания от разнообразных и широко распространенных в Восточной Сибири форм проявлений предъюрской коры выветривания имеет принципиальное значение. Даже при внимательном ознакомлении с существующими описаниями мел-палеогеновой коры выветривания на юрских (лейас — доггер) отложениях Ангаро-Вилюйского прогиба не всегда можно быть уверенным в том, что имеешь дело действительно с наложенной мел-палеогеновой корой, а не с переотложенной предъюрской корой выветривания, пассивно участвующей в сложении базальных горизонтов юрской толщи. Последнее весьма типично для юрских отложений северо-восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба и западного крыла Вилюйской впадины, где наличие обломков сильновыветрелых пород и минералов выветривания (каолинит, маршаллит и др.) составляет характерную черту алмазонасной иреляхской толщи нижнего лейаса, начинающей разрез отложений юрской системы и сформировавшейся после внедрения кимберлитов и позже эпохи глубокого химического выветривания (Одинцова, Файнштейн, 1961).

На юге Тунгусского бассейна известны отложения под названием «водораздельных галечников», близкие по возрасту мел-палеогеновой коре выветривания. Весьма подробно особенности их строения и состава, а также положение в общем разрезе мезозойских отложений рассмотрены Э. И. Равским (1959б). Толща водораздельных галечников достигает 30 и даже 60 м и сложена песками, глинами и галечниками, с заметным преобладанием последних. Эта толща лейас-доггеровых отложений претерпела, по мнению Э. П. Равского, интенсивное химическое преобразование,

которое коснулось также подстилающих диабазов. Выветренность толщи проявляется в преобладании стойких к разрушению пород и минералов, в наличии галек, полностью замещенных глинистым веществом, преобладании в составе тонких фракций минералов монтмориллонитовой группы, указывающем на выветривание обломков пород трапповой формации, и, наконец, в сплошном эпигенетическом ожелезнении толщи, выразившемся в цементации лимонитом песков и галечников, в образовании стяжений лимонита и замещении им остатков древесины.

Все перечисленные признаки действительно говорят о значительном влиянии выветривания на литологический облик толщи водораздельных галечников, однако для признания наложенного характера выветривания их явно недостаточно, поскольку совокупность аналогичных признаков свойственна и нижним горизонтам континентальных толщ, накопившихся после эпохи глубокого химического выветривания. С этой точки зрения нельзя не признать, что толща водораздельных галечников Тунгусского бассейна имеет много общего с базальными горизонтами иркутской юры (заларинская свита) и с алмазоносной иреляхской толщей бассейна Малой Ботубии. По нашему мнению, толща водораздельных галечников, объединяющая осадки нижней и, возможно, средней юры, сформировалась в основном под знаком разрушения предъюрской коры выветривания на траппах и кластогенных породах доюрского возраста. Залегающие местами под рассматриваемой толщей выветрелые диабазы скорее представляют собой остатки этой древней коры выветривания, а не результат проникновения мел-палеогенового выветривания сквозь толщу мезозойских отложений в подстилающие траппы.

Из сказанного вовсе не следует, что мы склонны полностью отрицать возможность наложения на водораздельные галечники мел-палеогенового выветривания, так как для этого существовали многие предпосылки, но мы хотели подчеркнуть необходимость строгого и правильного разграничения признаков наложенного выветривания и признаков пассивного участия коры выветривания в составе отложений, накопившихся непосредственно после эпохи корообразования. Эта не всегда легкая задача может быть решена при условии, если будут различаться ранние диагенетические изменения пород от наложенных изменений собственно выветривания. На неправильность отождествления процессов выветривания и диагенеза указывали И. И. Гинзбург (1957) и Н. М. Страхов (1962). Не проводя четкого различия между этими родственными процессами, трудно решить применительно к толще с переотложенной корой выветривания, имели ли место в самом деле процессы наложения выветривания или дело ограничивалось диагенетическими превращениями минерального состава и перераспределением вещества толщи, в том числе и входящего в ее состав аллотипенного материала древней коры выветривания.

На юрских отложениях Иркутского бассейна кора выветривания в неприкрытом состоянии, как правило, маломощна — редко более 5 м. Пока ее удалось наблюдать на аркозовых и полимиктовых песчаниках; она проявляется в разрыхлении пород, разложении и каолинизации светлых и темных алюмосиликатов, в интенсивной пигментации гидроксидными окислами железа.

Гораздо эффектнее параэлювий юры представлен под олигоценовыми отложениями прибайкальской части Ангаро-Ленского междуречья. На полимиктовых и аркозовых песчаниках он достигает мощности 10—15 и даже 25—30 м и в разрезах многих пробуренных здесь скважин незаметно переходит в глинистые угленосные отложения каменской свиты. В самом низу параэлювиального профиля юрские песчаники рыхлеют; полевые шпаты, особенно плагиоклазы, покрыты сеткой вновь образованных глинистых минералов; листки биотита становятся бурыми и частично превращены в разбухшие щетки и веерообразной формы агрегаты хлоритовидов.

В отдельных случаях от биотита сохранились лишь контуры, заполненные каолининовым агрегатом; мусковит и микроклин остаются почти свежими, кварц вовсе не изменен. Спектр тяжелых минералов здесь довольно разнообразен — гематит, магнетит, лейкоксен, ильменит, пирит, гранат, рутил, циркон, турмалин, минералы группы эпидота и выветрелые амфиболы. Глинистая фракция составляет до 20—30% породы и представлена каолинитом с примесью гидрослюд. Несмотря на выветрелость, полевые шпаты здесь обыкновенно преобладают над кварцем (35—50% против 25—35%).

Вверх по разрезу степень выветрелости возрастает до превращения песчаников в белоцветный глинистый агрегат каолининового состава (40—60%), в котором рассеяны зерна кварца (25—50%) и выветрелого полевого шпата; содержание последнего падает до 1—5%. В тяжелой фракции явно преобладают стойкие минералы — циркон, рутил, гранат. В глинистой фракции обнаруживаются вермикулитовые сростки и малая примесь гидрослюд. Полностью или частично обесцвечиваются углистые остатки юрской флоры.

Большая часть наблюдаемого вертикального профиля «отбелена» и лишь самый верх, непосредственно у контакта с олигоценовыми каолининовыми глинами, в разрезах некоторых скважин пятнисто пигментирован гидроокислами железа и ярозитом: на глубине до 4—7 м наблюдаются неправильных очертаний пятна и разводы красного, вишневого и охристо-желтого цвета.

Как и в Приольхонье, здесь столь же ясно проявляется роль литологического фактора: с сильно выветрелыми аркозами и полимиктовыми песчаниками переслаиваются мало измененные алевролиты и олигомиктовые песчаники на карбонатном цементе. Когда третичные отложения залегают на олигомиктовых, существенно кварцевых юрских отложениях, мощность коры выветривания становится незначительной (несколько метров и десятки сантиметров) либо сокращается до нуля.

На территории Иркутского амфитеатра сейчас почти ничего не известно о мел-палеогеновой коре выветривания на отложениях верхнего и нижнего палеозоя. Можно, однако, предвидеть, что на континентальных осадочных толщах карбона и перми ее характер будет мало отличаться от коры выветривания на юрских отложениях, поскольку между теми и другими в литолого-фациальном отношении имеется много общего. Что касается коры выветривания на отложениях нижнего палеозоя, то наши представления пока ограничиваются несколькими наблюдениями на территории Ангаро-Ленского междуречья, где с выклиниванием юрской толщи на северо-восток возможно смыкание мел-палеогеновой и верхнетриасовой коры выветривания.

В карьере у перевала между Хоготской и Карлукской долинами кора выветривания нижнекембрийских окремненных водорослевых известняков и доломитов ангарской свиты выглядит следующим образом (см. рис. 29): коренные породы переходят вначале в крупноглыбовый элювий; выше обломки становятся мельче и превращаются в остаточную дресву, которая погружена в зеленовато-серую сыпучую маршаллитизированную карбонатно-глинистую муку; мощность параэлювия не более 3 м. В его верхней зоне местами видна дисгармонично-волнистая реликтовая слоистость наподобие текстуры водорослевых известняков. Сверху с ним непосредственно граничит выдержанный 20-сантиметровый слой мелкой щебенки из угловатых и едва оглаженных кусочков темно-серых и черных кремней и окремненных доломитов. Этот слой, состоящий исключительно из остатков выщелачивания карбонатных пород, возник за счет переотложения коры выветривания в непосредственной близости от ее выходов. Над слоем щебенки следует толща красноцветных мономиктовых галечников эоплейстоцена с галькой экзотических пород разной степени

выветрелости — от свежих до измененных в глинистый агрегат белого, зеленовато-серого, реже вишневого цвета с реликтовыми зернами кварца.

Более мощный параэлювий карбонатных пород вскрыт буровыми скважинами на участке Петровском и у дер. Корсаково. В обоих случаях разрез коры выветривания начинается брекчией материнских пород, сцементированной плотной массой из глины и халцедона; мощность данной зоны 1—3 м. Выше она сменяется 10—15-метровой толщей кирпично-красных или обожренных песчаных глин со щепным остаточного кремня и железомарганцевыми бобовинами. По совокупности признаков породы данной зоны представляют собой типичную terra rossa карстовых полостей. Возможно, им аналогичны красноцветы карстовых воронок архейских мраморов Приольхонья, наблюдавшиеся в 1951 г. в районе Усть-Ангинского месторождения Г. А. Покатиловым и Г. А. Дымским.

Рассмотренные выше примеры и состояние общей геологической изученности восточной половины Иркутского амфитеатра позволяют заметить, что, по всем признакам, мел-палеогеновая кора выветривания на осадочных породах юры и палеозоя не имела значительной мощности и не достигала высшей, аллитной степени химической переработки. Даже под олигоценными отложениями, т. е. в идеальных условиях сохранения, ее мощность не выходит за пределы 20—30 м. Это обстоятельство на первый взгляд находится в некотором несоответствии с известными фактами о корах Западно-Сибирской низменности и Енисейского края, где химическое выветривание развивалось с перерывами в течение всего мела и палеогена, достигнув особой мощи в конце палеогена — начале эоцена (Казаринов, 1958; Боголепов, 1961).

Причины сравнительно слабого развития мел-палеогеновой коры выветривания на юрских и палеозойских отложениях Иркутского амфитеатра многообразны.

С удалением от теплых меловых и палеогеновых морских бассейнов Западной Сибири на восток-юго-восток степень выветривания должна была ослабевать и в наиболее удаленных районах могла ограничиваться сиаллитной стадией. Далее, при стабильном и чрезвычайно медленном поднятии юга Сибирской платформы в течение всего мела и палеогена, наряду с созреванием коры выветривания несомненно шли процессы ее деградации и размыва, причем коллоидно-хемогенные и остаточно-кlastогенные дифференциаты выветривания выносились в основном за пределы рассматриваемой территории, поскольку на ней отсутствовали вплоть до олигоцена сколько-нибудь устойчивые и крупные бассейны осадконакопления. При таком общем направлении развития поверхности перевес темпа химического выветривания над темпом общего плоскостного смыва, был, по-видимому, незначительным.

И юрские и палеозойские терригенные отложения представляют собой далеко не лучший материнский субстрат для развития коры выветривания, поскольку сами они являются в известной мере дифференциатами древней коры. Об этом красноречиво свидетельствуют часто встречаемые пласты олигомиктовых и мономиктовых (кварцевых) песчаников и глин. Естественно, толщи такого рода менее стимулировали корообразование, нежели трапсы и туфогенные породы пермо-триаса, а также алюмосиликатные изверженные и метаморфические породы горного обрамления. Лишь на аркозовых песчаниках и других существенно полевошпатовых осадочных породах юры параэлювий достигает значительной мощности и сравнительно высокой зрелости — до полной каолинизации полевых шпатов и некоторых породных обломков (трапсы, гнейсы, граниты) в верхней части профиля.

Наконец, по сравнению со складчатым поясом, темп выветривания в условиях платформенной структуры несколько сдерживался меньшей степенью тектонического раздробления пород. По тем же самым причинам

здесь развивался площадный тип коры выветривания с присущей ему тенденцией роста «вширь», в то время как в Саяно-Байкальском нагорье, вследствие резкой гетерогенности субстрата по составу и степени трещиноватости, корообразование шло преимущественно «вглубь». В связи с этим нельзя не заметить, что в учении о коре выветривания наряду с морфологическими, химико-минералогическими и генетическими типами коры выветривания целесообразно различать, в широком региональном плане, и структурно-тектонические типы кор выветривания, ибо многие черты их безусловно определяются характером структуры субстрата.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Из изложенного видно, что перед олигоценом условия на территории юга Восточной Сибири в общем благоприятствовали развитию процессов глубокого химического выветривания. В данный момент трудно оценить в полной мере масштабы распространения и степень зрелости мел-палеогеновой коры выветривания, так как ей не уделялось специального внимания, все же палеогеографическая обстановка того времени, насколько ее удастся установить по ряду косвенных признаков, была вполне подходящей для корообразования. В этой связи следует отметить, что чрезвычайно ограниченное распространение на рассматриваемой территории палеогеновых (палеоценовых и эоценовых) и верхнемеловых отложений считается всеми за признак перерыва в осадконакоплении, проявившегося при относительной стабилизации тектонического режима и вялой дифференциации движений. Пепеленизация, первые признаки которой обнаруживаются уже в конце нижнемелового осадконакопления (Флоренсов, 1958), привела в конце мела — начале палеогена к созданию более или менее равнинной денудационной поверхности, которая занимала как территорию современных плоскогорий, так и соседние с ними области на месте бывших (и возрожденных позднее — в неогене и антропогене) горных систем Восточного Саяна, Прибайкалья и Верхоянья. Мел-палеогеновый перерыв в осадконакоплении, обусловленный временным тектоническим успокоением, разделяет, по существу, два крупных этапа в развитии структуры Восточной Сибири — мезозойский и кайнозойский, самостоятельность и специфика которых были ясно показаны Н. А. Флоренсовым (1956, 1960) и нами (Логачев, 1958а, б). Любопытно при этом, что перерыв в осадконакоплении проявился независимо от структурно-тектонической зональности территории, будучи вполне отчетливо выраженным как в прогибах платформы (Иркутский бассейн, Ангаро-Виллюйский прогиб, Виллюйская впадина), так и в полосе внутригорных впадин складчатого пояса.

Вряд ли можно сомневаться в том, что длительность перерыва была неодинаковой на всей этой территории. Минимальна она, видимо, в Виллюйской впадине и Приверхоянском краевом прогибе, где, как известно, накопление осадков темердахской и линденской свит происходило еще в течение всего верхнего мела, за исключением датского века. Однако и в этом районе, по данным В. А. Вахромеева и Ю. М. Пуцаровского (1954), к концу верхнего мела выравнивание рельефа достигло такой степени, что появилась возможность широкого развития процессов выветривания, результатом которого являются глубокая каолинизация полевых шпатов и появление пластов каолиновых глин в линденской свите.

В Забайкалье также имеются заведомо доолигоценные осадки. В бассейне Селенги они выделены под названием сотниковской свиты, состоящей из грубейших предгорных накоплений, которые несогласно залегают на нижнемеловых отложениях гусинозерской серии. Формирование

сотниковской свиты связано с резким усилением тектонических движений, происходивших, вероятнее всего, в течение верхнего мела. С этим же импульсом движений связано окончательное оформление структуры Ангарского надвига, срезанного древней поверхностью выравнивания. К доолигоценовым, возможно, относятся и отложения мохейской свиты верховьев р. Уды.

В Восточном Забайкалье верхнемеловыми либо раннепалеогеновыми являются «шилкинские» конгломераты, отложенные в условиях сильно расчлененного рельефа, который затем подвергался выравниванию с образованием достаточно мощной коры выветривания (Мирчинк, 1959).

На территории восточносибирских плоскогорий мел-палеогеновый возраст вероятен для части водораздельных галечников, хотя в главной своей массе они связаны с юрским накоплением.

Несмотря на крайне ограниченное распространение и малую мощность отложений верхнего мела и палеогена, можно прийти к выводу, что неправильно представлять этот отрезок времени, как эпоху полного застоя и полной остановки процессов осадконакопления. С другой стороны, те же самые признаки территориальной ограниченности и маломощности осадков указывают, что для этой эпохи более характерна стабилизация движений при малозаметной роли аккумуляции осадочного материала. С какой бы стороны ни подходить, неизбежен вывод о господстве в ландшафтах Восточной Сибири перед кайнозойским осадконакоплением равнинного или близкого к нему рельефа, что явилось первой необходимой предпосылкой достаточно интенсивного корообразования.

Первые стадии кайнозойского осадконакопления (олигоцен) протекали в палеогеографической обстановке, примерно сходной с обстановкой предшествовавшей эпохи и в основных чертах унаследованной от нее. Они сопровождалась лишь незначительной переработкой и расчленением древнего выровненного рельефа, причем последний, судя по преобладанию в отложениях этого времени алевритово-глинистых пород, продолжал оставаться равнинным. Именно такие условия сопутствовали формированию в той или иной мере угленосных олигоцен-миоценовых толщ во впадинах байкальского типа и в платформенных прогибах — Присаянском, Прибайкальском и Усть-Алданском. Отсюда следует, что процессы глубокого химико-минералогического преобразования элювия на различных материнских породах, протекавшие особенно интенсивно в верхнем мелу и раннем палеогене, не прекращались и на первых стадиях кайнозойского осадконакопления.

Благоприятным для выветривания был не только спокойный рельеф. Судя по составу флоры, определенной в отпечатках и пыльце, и литологии олигоценовых отложений (см. ниже), климат в то время был теплым и довольно влажным. На юге Восточной Сибири, кроме хвойных и таких мезофильных широколиственных древесных форм, как граб, клен, бук, вяз, каштан, дзельква и другие, развивались представители и субтропической растительности (миртовые, лавровые, магнолия, нисса, падуб и т. п.). Начало кайнозойского осадконакопления застало в Восточной Сибири, таким образом, термофильную флору со значительной и даже преобладающей ролью лиственных пород. В позднем мелу и палеогене в западных районах Сибири, по представлениям К. В. Никифоровой, В. П. Казаринова и К. В. Боголепова, вблизи морских бассейнов Западно-Сибирской низменности и Тургая преобладал влажный, субтропический климат. В ослабленном виде влияние этих морских бассейнов распространялось и на восточные районы Сибири, которые одновременно могли испытывать воздействие семиаридных или аридных условий, установившихся в то время на обширной территории Центральной Азии (Синицын, 1959, 1961).

Следовательно, основываясь на косвенных признаках и данных по палеоклиматам соседних к западу и югу регионов, можно сказать, что и кли-

матическая обстановка верхнего мела — начала палеогена была также благоприятной для глубокого изменения пород в зоне выветривания.

Дальнейшее развитие рельефа и климата Восточной Сибири шло по пути, явно неблагоприятному для сохранения коры выветривания. Под влиянием мощных и по-разному направленных движений в конце плиоцена вскоре сформировался почти повсеместно расчлененный рельеф. На территории складчатых областей вследствие этих движений преобладал контрастный горный рельеф, существующий до настоящего времени. В ходе коренного переустройства древней поверхности и похолодания климата кора выветривания, будучи наиболее доступным объектом денудации, стала быстро разрушаться. Поэтому в отложениях конца неогена — начала антропогена, преимущественно грубых, часто присутствуют обломки, глубоко измененные выветриванием (каолинизированные). Их можно встретить в том или ином количестве в древних аллювиальных и делювиальных, нередко золотоносных отложениях Восточного Забайкалья и Витимского плоскогорья (Мирчинк, 1959), в эоплейстоценовых отложениях впадин байкальского типа и Западного Прибайкалья (Логачев, 1958а), в аллювии самых высоких (позднетретичных) террас Ангары, Илима, Енисей Тунгуски, Подкаменной Тунгуски, Лены, Вилюя и других рек Восточной Сибири.

Несмотря на разрушение коры выветривания, в результате резкого повышения темпа и амплитуды вертикальных движений в конце неогена, местами она все же уцелела. Число пунктов с корой выветривания в настоящее время ограничено, однако при специальном изучении оно может быть в ближайшие годы увеличено во много раз. С этой точки зрения, привлекают внимание в первую очередь платформенные плоскогорья — Средне-Сибирское и Лено-Алданское, в рельефе которых реликты древней поверхности выравнивания все еще играют видную роль. Связь с ними коры выветривания уже доказана в ряде мест и список ее местонахождений несомненно будет расширяться с ростом геологической изученности. Вне платформы обнаружение крупных пятен коры весьма вероятно под покровами базальтовых лав Витимского и Окинского плоскогорий.

В данное время все более отчетливой становится роль мел-палеогенового выветривания в формировании ряда экзогенных месторождений полезных ископаемых.

Влияние третично-мелового выветривания на экзогенную минералогению осуществлялось прежде всего путем возникновения таких новых соединений, которые при определенных физико-химических условиях либо являются инертными и на известной стадии выветривания накапливаются в относительном избытке непосредственно в верхней, «рудной» зоне коры, либо (например, фосфор), обладая высокой миграционной способностью, уносятся из одних пунктов, но оседают неподалеку, образуя инфильтрационные коровые залежи. Привлекают особое внимание условия накопления на траппах Сибирской платформы полоторных окислов двуокисей, особенно титана, значительная роль которых в сложении поверхности третично-мелового времени не может вызвать сомнений. Строго говоря, нет достаточных оснований полагать, что характерное для того времени в Западной Сибири бокситонакопление ограничивалось на востоке рамками приангарской части Енисейского кряжа. Недавно открытые проявления бокситов в районе Чадобецкого поднятия достаточно хорошо иллюстрируют это положение.

Нельзя также не учитывать влияния третично-мелового выветривания на подготовку материала для последующего формирования залежей высокосортных глин, частью уже выявленных среди олигоценых отложений Иркутского амфитеатра. Однако наиболее эффективной представляется роль выветривания в подготовке условий для образования россыпей золота, алмазов, тантало-ниобатов, касситерита, ильменита и др.

Оно сводилось в основном к высвобождению уже готовых минералов из коренных источников и созданию дополнительного резерва, который частично использовался при формировании первых россыпей в долинной сети начала эоплейстоцена. Показательными в этом отношении являются наиболее богатые древние золотоносные россыпи Ленского, Баргузино-Витимского районов и Восточного Забайкалья. Еще недостаточно определена роль мел-палеогенового выветривания в образовании кайнозойских россыпей алмазов Юго-Западной Якутии, зато позднеэриасовое выветривание здесь имело, по данным М. М. Одинцовой и Г. Х. Файнштейна (1961), решающее значение в подготовке материала для рэт-лейасовых россыпей иреляхской толщи.

Заканчивая на этом обзор, следует подчеркнуть недостаточность материалов о третично-меловой коре выветривания и ее роли в седиментогенезе и экзогенной минерализации Восточной Сибири. Выше о ней говорилось, как о чем-то едином и целом. На самом деле, в зависимости от изменений палеогеографических условий, и в первую очередь изменений климата, химическое выветривание в течение этого большого отрезка времени по темпам и, видимо, по характеру не было одинаковым. Во всяком случае, на сопредельной территории Западной Сибири В. П. Казаринов и К. В. Боголепов вполне определенно выделяют ряд самостоятельных периодов химического выветривания, имевших весьма важное значение для осадконакопления и рудообразования. Среди них первое место по мощи и территориальному охвату занимает раннепалеогеновое (верхний палеоцен — нижний эоцен) выветривание, протекавшее в условиях субтропического климата с чередованием засушливых и влажных сезонов. Выветривание в верхнем мелу, позднем олигоцене и неогене, развивавшееся при более умеренном климате, имело несколько «сглаженный» характер.

В настоящее время можно говорить о двух эпохах выветривания на юге Восточной Сибири: 1) до начала олигоцен-миоценового осадконакопления и 2) синхронной с этим осадконакоплением. Последняя может быть также подразделена на две самостоятельные эпохи (см. описание палеогеновых и неогеновых отложений).

Имеются признаки еще одной, наиболее поздней вспышки корообразования, выразившейся в наложении выветривания на поздненеогеновые аллювиальные отложения Забайкалья и Средне-Сибирского плоскогорья. Неоэлювий этой эпохи развит весьма слабо. В других вариациях, на древних кристаллических и осадочных породах, кора выветривания этого возраста пока изучена недостаточно хорошо. Большинство исследователей считают, что с поздней эпохой выветривания во времени близко совпадает накопление своеобразной красноцветной формации, происходившее в обстановке степных и сухостепных ландшафтов, сложившейся к концу плиоцена на территории всей Южной Сибири в результате последовательной аридизации климата.

Третичные отложения

История изучения третичных отложений на юге Восточной Сибири начинается с исследований И. Д. Черского (1886), в коллекции которого с юго-восточного побережья оз. Байкал О. Геером были определены отпечатки граба, а академиком Ф. Б. Шмидтом — раковины палюдин. Эти определения побудили И. Д. Черского отнести вмещающие отложения к миоцену. С тех пор третичные отложения юго-восточного побережья Байкала изучались многими исследователями, преимущественно в связи с решением проблемы байкальской нефти и с инженерными изысканиями для строительства железнодорожной магистрали (Арсентьев, 1924; Рябухин, 1935; Пальшин, 1955). Только через полвека после работ И. Д. Черского в коллекции Г. Е. Рябухина, собранной в третичных отложениях Танхойского поля и в разрезах по р. Замараихе в Тункинской впадине, И. В. Палибиным (1936) определен в отпечатках сравнительно богатый комплекс флоры, сходный с олигоценовой флорой Тихоокеанского побережья. Высказанное И. В. Палибиным мнение об олигоценовом возрасте угленосных отложений разделяла и Е. С. Раммельмейер (1940), изучавшая ископаемых моллюсков. Иного взгляда на этот счет держался А. Н. Криштофович. Еще при определении отпечатков *Trapa borealis* в образцах, доставленных А. Г. Гокосвым из Тункинской впадины, он отнес вмещающие отложения к миоцену, поставив под сомнение значение водяного ореха как руководящей формы олигодена (Криштофович, 1928). К миоцену же были отнесены аргиллиты с бурым углем, обнаруженные С. В. Обручевым (1946а, б) под толщей «вершинных» базальтов на юго-западной окраине Окинского плато (Восточный Саян), вне связи с межгорными впадинами современного рельефа.

К аналогичному выводу пришел Г. Г. Мартинсон (1951а, б) на основании изучения ископаемой малакофауны нижнего горизонта так называемой «танхойской фауны» (по Пальшину, 1955). Определения Г. Г. Мартинсона и А. Н. Криштофовича были позднее положены в основу при составлении региональной схемы стратиграфии кайнозойских отложений впадин байкальского типа (Логачев, 1958а, б). Возраст угленосной третичной толщи был принят в рамках миоцена — нижнего плиодена. Более детальное расчленение ее, предпринимавшееся Г. Е. Рябухиным и Г. Б. Пальшиным при изучении Танхойского поля, а С. М. Замараевым — Баргузинской впадины, основывалось целиком на литологических признаках и, по признанию самих авторов, имело весьма условный характер.

В послевоенные годы третичные отложения были обнаружены в ряде новых пунктов Саяно-Байкальского нагорья, в частности в бассейне р. Селенги (Иваньев и Флоренсов, 1958), на Витимском плоскогорье (Мирчинк и Шер, 1955), в верховьях р. Уды (Беличенко и др., 1962). Среди этих новых находок примечательно выделение позднеогеновой (эоплейстоценовой) красноцветной формации в бассейне р. Селенги, заключающей остатки гиппарионовой фауны.

В то время как о третичных отложениях на территории горного пояса достоверно было известно еще со времени И. Д. Черского и последующие

работы лишь детализировали представления о их составе, мощности, фаціальном типе и распространении, наличие этих отложений на платформенной части юга Восточной Сибири долгое время подвергалось сомнению. Мысль о присутствии их в Иркутском угленосном бассейне принадлежит А. Л. Чекановскому и И. Д. Черскому, которые в окрестностях с. Баяндай и в некоторых других пунктах отмечали отложения явно более молодого возраста, чем юрская угленосная формация. Позднее эту мысль развивал К. И. Богданович (1896), выделивший в низовьях р. Белой, в окрестностях Усолья, Черемхова, Тулуна и Нижнеудинска две свиты отложений, отнесенные им предположительно к неогену: свиту песков с прослоями галечников и глин и свиту белых огнеупорных глин. Это мнение не было обосновано палеонтологическим материалом и существовало только до исследований Ю. А. Жемчужникова (1924), который доказал, что огнеупорные глины относятся к юрским отложениям, подтвердив тем самым правильность взглядов А. Л. Чекановского (1874) на этот счет, а свиту песков с галечниками он отнес к четвертичной системе, поскольку в окрестностях Черемхова в ней были обнаружены остатки мамонта, носорога и бизона.

Сформулированные Ю. А. Жемчужниковым выводы существенно колебали и без того слабую надежду на присутствие третичных отложений в Иркутском угленосном бассейне. Собственно, этот вопрос с тех пор никем из геологов серьезно не обсуждался вплоть до 1939 г., когда Е. В. Павловский и Н. В. Фролова, проводя геологическую съемку на Ангаро-Ленском водоразделе, обнаружили в свалах на склонах долины р. Хамней глыбы и щебень известняка и известкового туфа с фауной моллюсков подрода *Gyraulus*, близких к ныне живущему *Gyraulus gredleri*. Е. С. Раммельмейер, определявшая эту фауну, склонна была отнести ее к юре, но Е. В. Павловский и Н. В. Фролова, сообразуясь с общим ходом геологического развития Прибайкалья и принимая во внимание несвойственность карбонатных отложений юрской угленосной толще Иркутского бассейна, пришли к выводу о третичном возрасте сделанной ими первой палеонтологической находки (Павловский и Фролова, 1955). Дальнейшие работы подтвердили правильность этого вывода, а также позволили установить, что прибайкальская часть Ангаро-Ленского междуречья является вторым, после юго-западного (Танхойского) побережья оз. Байкал, районом сравнительно широкого распространения третичных отложений на юге Восточной Сибири. Стало ясно, что они здесь долгое время не попадали в поле зрения геологов по причине крайне плохой обнаженности.

В 1948 г. А. С. Кульчицкий в бассейне рек Куды и Манзурки при помощи ручного бурения выявил маломощную толщу песчано-глинистых отложений с прослоями пресноводного известняка, приуроченную к системе древних долин северо-восточного простирания. В свалах этих отложений в окрестностях с. Баяндай найдены моллюски, изучением которых занимался Г. Г. Мартинсон (1949а, б, 1951а, б). Им был определен отсюда довольно богатый в систематическом отношении комплекс малакофауны (назовем его «баяндайским»), содержащий 15 пресноводных видов и 6 наземных. Путем сравнения ископаемой фауны Ангаро-Ленского междуречья с моллюсками третичных отложений Северного Китая и Монголии Г. Г. Мартинсон сначала пришел к выводу о верхнеплиоценовом возрасте «баяндайского» комплекса (Мартинсон, 1949а, б), затем возраст его понизил до среднего — нижнего плиоцена (Мартинсон, 1954) и, наконец, в своей последней монографии, видимо под влиянием работ геологов, высказался за отнесение «баяндайской» фауны к верхнему миоцену — нижнему плиоцену (Мартинсон, 1961).

Такое изменение взглядов на возраст «баяндайской» фауны является прежде всего следствием недостаточно ясного до сих пор значения самих легочных моллюсков для стратиграфии континентальных толщ. С другой

стороны, как справедливо недавно указал на это Э. И. Равский (1959а), возраст некоторых свит Монголии и Китая, содержащих общие с третичными отложениями Ангаро-Ленского междуречья формы моллюсков, на самом деле не установлен достаточно точно и может считаться от начала неогена до эоценовского включительно.

После А. С. Кульчицкого третичные отложения Ангаро-Ленского междуречья изучали Э. И. Равский (1954), затем, более обстоятельно, — С. М. Замараев (1957) и авторы данной работы. Благодаря развернувшимся в эти годы буровым работам и применению спорово-пыльцевого анализа стало возможным отделить кое-где довольно мощные третичные отложения от фашиально и литологически близких им юрских. В 1952 г. на территории с. Ользоны, расположенного в 25 км к юго-западу от Баяндая, скважиной была вскрыта толща глин, алевроитов, слабо сцементированных песчаников с пластами лигнита, залегающая на юрских плотных песчаниках и аргиллитах с включениями сажистого вещества. На глубине 194—205 м в прослое лигнита Л. Н. Гуговой установлен богатый пыльцевой комплекс с характерным для неогеновых отложений разнообразием родового состава широколиственных древесных форм. Мощность третичных отложений здесь достигает 280—290 м.

Одновременно при углепоисковых работах Заангарской экспедиции третичные отложения сходного литологического состава были обнаружены юго-западнее с. Ользоны, в ядре Ордынской синклинали. Они залегают на нижне- и среднеюрских отложениях присаянской и черемховской свит, достигают здесь мощности 110 м и протягиваются на юго-запад до с. Жердовки.

К 1957 г. стало ясно, что на Ангаро-Ленском междуречье третичные отложения распространены довольно широко и достигают местами такой же мощности, как и юрские отложения. Они были выделены нами в ранге свиты, получившей название ользонской, и сопоставлены с миоцен-нижнеплиоценовой угленосной свитой впадин байкальского типа на основании сходства литологического состава и одинакового положения в разрезе кайнозоя (Логачев и Абрамова, 1958). Сама ользонская свита расчленена на две подсвиты: нижнюю, угленосную, и верхнюю — глинисто-карбонатную. Примерно такого же взгляда на этот счет придерживался и Э. И. Равский (1959а, б), однако, в отличие от нашей схемы, верхнюю подсвиту он выделил в самостоятельную свиту, названную им баяндайской. Собственно ользонскую свиту, по его представлению, составляют терригенные, изредка угленосные отложения, залегающие под толщей пресноводных известняков и мергелей. Ее геологический возраст был принят, по аналогии с угленосными отложениями Енисейского кряжа, в границах верхнего олигоцена — нижнего миоцена, а возраст баяндайской свиты определен как среднемиоценовый — верхнемиоценовый.

Сведения о третичных отложениях в Западном Прибайкалье до начала 50-х годов ограничивались указаниями Б. Н. Артемьева (1926) на глины со щепой лигнита у с. Умбур и указаниями И. Д. Черского (1886) на железистые конгломераты Елохина мыса, принятые за третичные, но оказавшиеся на самом деле (Павловский и Цветков, 1936) отложениями весьма молодого, позднечетвертичного возраста. Вряд ли можно сомневаться в том, что третичные отложения распространены здесь гораздо шире, но до сих пор их ошибочно не отделяют от отложений заведомо четвертичного возраста. Достаточно сослаться на неогеновые отложения о-ва Ольхон, которые, несмотря на свою доступность, долгое время или вообще не замечались, или принимались за четвертичные; лишь после исследований Е. В. Павловского и Г. П. Вологодского в 1953 г. выяснилось существенное участие их в геологическом строении острова. Совсем недавно неогеновые глины с прослоями песков были обнаружены при бурении в маленькой впадине на побережье Байкала, у с. Кочериково.

В последние годы подтвердились догадки о присутствии третичных отложений и в присаянской части Иркутского амфитеатра, основанные на известной аналогии ее с прибайкальской частью Ангаро-Ленского междуречья. Таким образом, идея К. И. Богдановича о наличии третичных отложений в этом районе в принципе оказалась правильной, хотя он имел в виду отложения, возраст которых, как выяснилось позднее, либо четвертичный, либо юрский.

Из этого краткого исторического очерка видно, как сильно за последние 10—15 лет изменились представления о степени участия третичных отложений в строении юга Восточной Сибири. С ростом геологической изученности их «сфера влияния» все более расширяется. Еще недавно они являлись наименее изученным звеном региональной геологии, но в настоящее время возникли благоприятные предпосылки для того, чтобы в значительной мере устранить этот недостаток. В свете новых палеонтологических данных положительно решаются некоторые главные вопросы стратиграфии. Все яснее становятся также литолого-фациальные особенности третичных отложений и условия литогенеза в течение палеогена и неогена на юге Восточной Сибири.

Мы остановили свой выбор на порайонном изложении конкретного материала, полагая, что такой подход позволит наиболее компактно, но не в ущерб поставленным задачам, описать особенности третичных отложений каждого района. Приольхонье, прибайкальская часть Ангаро-Ленского междуречья и Присянье — вот главные районы распространения третичных, преимущественно неогеновых отложений. В таком порядке они и рассматриваются в настоящей работе. Наиболее детально изучены третичные отложения Ангаро-Ленского междуречья, разрез которых имеет значение опорного и промежуточного между складчатым поясом и внутренним полем платформы. Роль третичных отложений в пределах последнего сейчас еще недостаточно ясна, хотя и несомненно, что здесь они в современном денудационном срезе представлены очень ограниченно, в виде мелких ятен, расположенных преимущественно в вершинной части Средне-Сибирского плоскогорья.

НЕОГЕН ПРИОЛЬХОНЬЯ

Непосредственно на о-ве Ольхон третичные отложения, как указывалось выше, установлены лишь в 1953 г. Е. В. Павловским. Двумя годами позже их изучали А. Ф. Китайник и В. С. Ткалич в целях выяснения их возможной фосфато- и марганценосности. На побережье залива Тагай среди глин были обнаружены костные остатки, сразу же привлечшие к себе особое внимание и как новинки в геологии континентального кайнозоя Восточной Сибири и как представители наиболее древнего наземного населения впадины оз. Байкал. Эти первые сборы дали малочисленный и весьма фрагментарный палеонтологический материал. В его составе Л. Н. Иваньев и А. Г. Егоров первоначально определили обломки панциря черепах родов *Clemmys* и *Testudo*, позвонки крупного помоза и рыб семейства сомовых и лососевых, а также кости антилоп (Китайник и Иваньев, 1958). Эти остатки не дали возможности определить возраст вмещающих отложений более точно в рамках третичного времени, но пыльцевой комплекс, изученный В. М. Климановой и Л. Н. Гутовой, оказался в общем сходным с комплексами угленосной танхойской толщи, относившейся к миоцену — нижнему плиоцену.

Находка третичных позвоночных на Ольхоне, естественно, заслуживала особого внимания. С этой целью в 1957 г. было предпринято пробное вскрытие разреза третичных отложений в заливе Тагай. В результате предварительных раскопок, длившихся всего четыре дня и давших больше палеонтологического материала, чем было собрано ранее А. Ф. Китай-

ником, стало ясно, что здесь необходимо провести более детальные исследования. Поэтому летом 1958 г. на Ольхон была снаряжена палеонтологическая группа, возглавляемая О. В. Скалон, для раскопок третичной фауны. Руководство этими раскопками осуществлял Н. А. Логачев, им же, частью совместно с Т. К. Ломоносовой, изучены третичные отложения острова.

Остров в плане имеет форму ноги с оттянутым носком, на конце которого находится мыс Хобой. Его поперечный профиль асимметричен: высокий юго-восточный склон чрезвычайно крут и нередко обрывается к Байкалу почти отвесными скалистыми стенками из кристаллических пород архея, а маломорский склон, расчлененный множеством сухих распадков и балок, полого спускается к Малому морю, заканчиваясь береговым уступом лишь на мысах, абрадируемых волноприбоем.

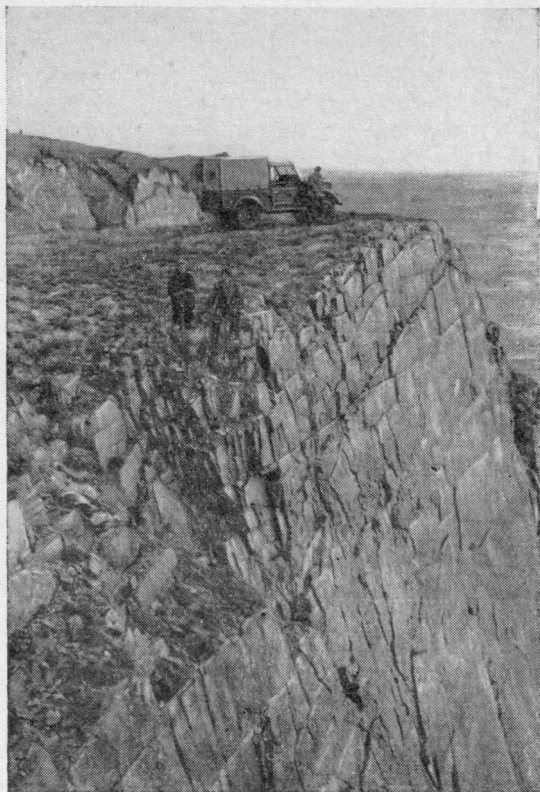


Рис. 8. Сбросовый уступ о-ва Ольхон со стороны Байкала

В зависимости от асимметрии острова различен и характер его береговой линии. Берег со стороны Байкала состоит из ряда длинных (до десятков километров), более или менее прямолинейных отрезков, совокупность которых составляет ломаную линию юго-востока острова. Его конфигурация, а равно и чрезвычайная крутизна примыкающего склона, во многих местах совершенно неприступного (рис. 8), обусловлены крупным разломом, вдоль которого Ольхонский блок отрезан от глубоко опущенной под Байкал части земной коры. Склон подводного основания острова по крутизне не уступает надводной части. Нарастание глубин здесь настолько стремительно, что уже в 1—2 км от берега проходит изобата 1000 м. Как известно, с приольхонской частью Байкальской впадины связаны максимальные известные глубины озера — свыше 1600 м.

Рельеф берега со стороны Малого моря совершенно иной, чем описанный выше. Сложность рисунка береговой линии здесь определяется сочетанием заливов разной величины и формы с мысами из кристаллических пород архея. В целом изрезанность берега возрастает в направлении к юго-западному окончанию острова. Максимальна она в проливе Ольхонские Ворота с его типично ингрессионными узкими заливами и клиновидными мысами между ними. Картина взаимоотношений воды и суши вдоль пролива становится понятной, если представить себе, что здесь затоплена речная долина с узкими боковыми падями, ныне занятыми заливами. Не вдаваясь в подробности, заметим, что затопленным оказался отрезок долины р. Сармы, устье которой некогда открывалось непосредственно в «Большое море». Аналогичная ситуация возникла бы, если бы затопление распространилось в долину р. Анги. Здесь, на отрезке от ее

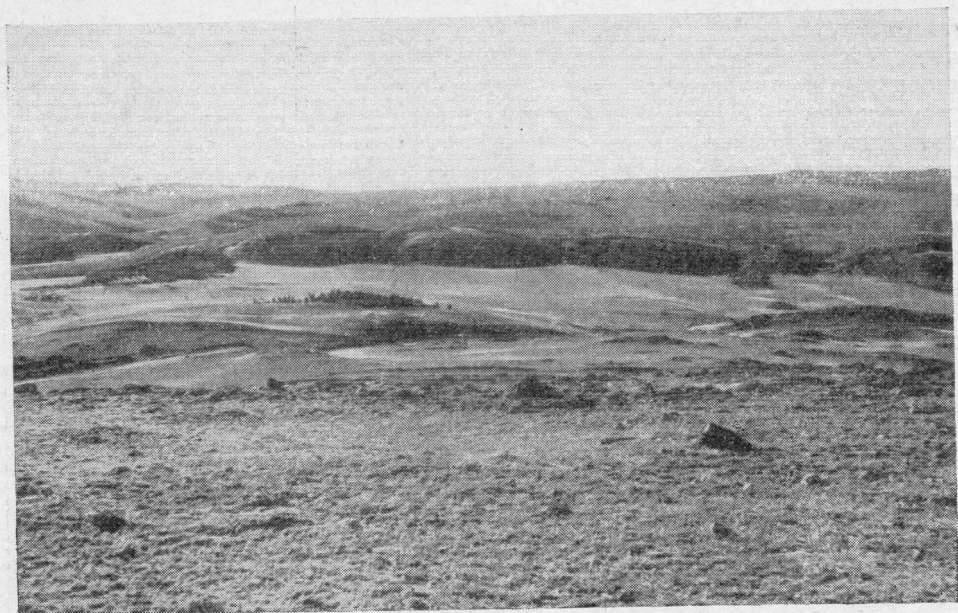


Рис. 9. «Сухое» дно Маломорской впадины, ограниченное сбросовым уступом Приморского хребта

устья до с. Еланцы, несомненно был бы второй пролив наподобие Ольхонских Ворот. Нужно иметь в виду, что в юго-западной части Малого моря, примыкающей к проливу Ольхонские Вороты, глубины минимальные — 5—25 м; здесь выступают мелкие скальные острова с довольно крутыми надводными и подводными склонами. Все это ясно свидетельствует о расчлененности затопленного рельефа, отрицательные и положительные формы которого еще не успели сnivelироваться осадконакоплением и абразией, а также о молодости ингрессии Байкала в эту часть Маломорской впадины. Дно последней до образования пролива было сухопутным. По выходе из ущелий Байкальского хребта долина Пра-Сармы пересекала впадину Малого моря и, становясь далее частью долины прорыва в пределах Ольхонского поднятия, достигала Байкала.

Давно известно, что вдоль юго-восточного склона Приморского и Байкальского хребтов следует крупный разлом, называемый Обручевским сбросом. На юго-западе он непосредственно отсекает сушу Приморского хребта от впадины озера, а от устья р. Бугульдейки, строго сохраняя прежнее простирание, проходит уже внутри материка вплоть до устья Сармы и далее снова выходит к берегу Малого моря. Участок между Бугульдейкой и Сармой оказался как бы припаянным к матерiku вследствие уменьшения на этом отрезке амплитуды вертикальных смещений по разлому. От этого главного разлома примерно на широте устья Бугульдейки отходит вторая ветвь, образующая крутой подводный уступ вдоль материкового, «припаянного» участка и юго-восточного побережья Ольхона (см. рис. 61).

Эта часть Байкальской впадины может быть представлена в виде огромного и относительно опущенного клина земной коры между двумя крупными разломами. Внутри этого клина отчетливо видны две сопряженные структуры второго порядка — Ольхонское поднятие и Маломорская впадина. Первое из них разделено проливом Ольхонские Вороты на две части — материковую и островную, а другая на значительной площади занята неглубоким (до 150—250 м) Малым морем. В надводной части Ма-

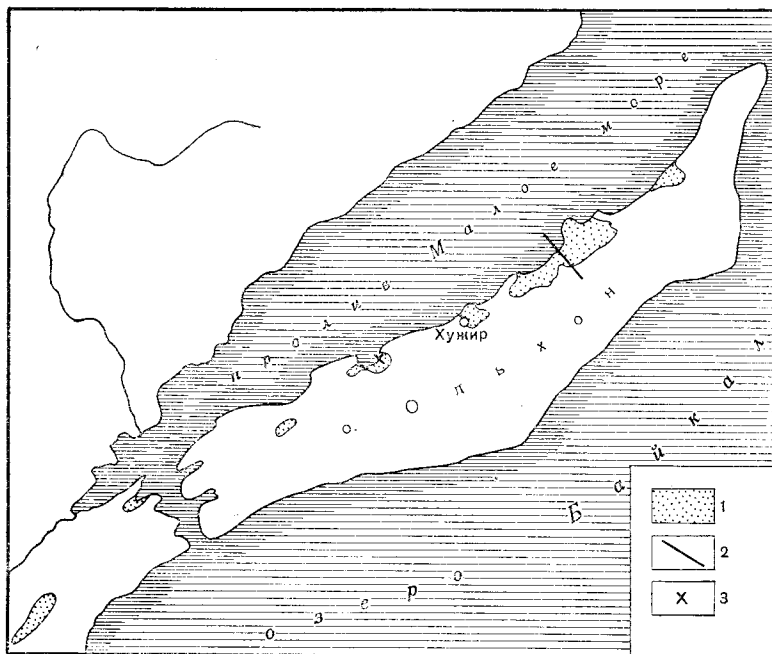


Рис. 10. Распространение неогеновых отложений на о-ве Ольхон

1 — неогеновые отложения; 2 — местоположение бурового профиля (см. рис. 11);
3 — Тагайское захоронение фауны позвоночных и моллюсков

ломорской впадины (рис. 9), протянувшейся узкой (2—3 км), выклинивающейся к юго-западу полосой низкорного мелкосопочного рельефа почти вдоль всего фронта Приморского хребта, начиная от залива Мухор, видно, что в зоне сопряжения ее с Ольхонским поднятием проходит разлом, обладающий, по всем признакам, малой амплитудой вертикальных смещений и даже затухающий на отдельных отрезках. Остается неясным, как далеко он продолжается в Малое море, ибо в морфологии дна последнего этот разлом не проявляется сколько-нибудь четко.

На северо-западном побережье острова также не заметно признаков крупного тектонического нарушения. Резкие переломы профиля на мысах, обрывающихся к Малому морю скальными уступами, являются здесь скорее результатом абразии озера и не связаны с молодыми расколами. Все это свидетельствует, что разлом на сопряжении Маломорской впадины и Ольхонского поднятия имеет незначительную вертикальную составляющую. Во всяком случае, по сравнению с фронтальным разломом на материке и разломом, ограничивающим Ольхонское поднятие с юго-востока, роль рассматриваемого разлома в структуре Приольхонья явно второстепенна.

Следует, наконец, отметить, что асимметричная структура Ольхонского поднятия наглядно подчеркивается приуроченностью третичных отложений только к северо-западному побережью острова, где они местами уходят под уровень Малого моря (рис. 10).

Третичные отложения на острове встречаются преимущественно в виде мелких пятен и только в пониженных участках пологого горно-степного склона. Геоморфологические особенности понижений и характер связи с ними третичных отложений не оставляют сомнений в их денудационном происхождении — это западины рельефа, возникшие до накопления третичных осадков. В таких условиях третичные отложения залегают

у заливов Тодакт, Тагай и у мыса Саса. Именно неровностью постели третичных отложений в значительной мере предопределен ярко выраженный бухтовый тип северо-западного берега острова, причем сами бухты возникли в большинстве случаев за счет ускоренной абразии полурыхлых кайнозойских пород.

Наряду с этими мелкими пятнами, на крыле Ольхонского поднятия имеется довольно крупное поле третичных отложений между деревнями Харанца и Халагай, вытянутое в плане байкальских кайнозойских структур на расстоянии более 10 км при ширине около 2,0—2,5 км. По данным бурения, рельеф под третичными отложениями здесь также довольно расчлененный, но сомкнутость покрова третичных отложений и значительная мощность (свыше 100 м) указывают скорее на связь их с небольшой линейной впадиной в архейском фундаменте. Это предположение тем более вероятно, что кое-где в прималоморской полосе и на близлежащих островах появляются выходы кристаллических пород архея, намечающие северо-западный край этой небольшой структуры.

Наиболее крупным на острове является обнажение третичных отложений в оползневом цирке у мыса Саса. Здесь они имеют видимую мощность около 50 м и представлены в верхней, 20-метровой части разреза (низ здесь плохо обнажен) переслаиванием гравелитов с глинистыми песчаниками, среди которых залегают прослой и линзы (до 1,5 м) темно-серых песчаных глин и алевритов. В отдельных слоях песчаников и глин обильны буровато-черные бобовины окислов марганца и железа величиной до 0,5 см, реже марганцевой чернью пропитаны мелкие изогнутые линзы. Для данного разреза в целом характерно значительное участие гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Состав обломков последних (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, пегматиты, кварциты) и низкая степень их окатанности определенно указывают, что накопление третичных отложений связано с близлежащими источниками сноса. Размер галек редко превышает 3 см. В направлении к мысу Саса появляется маломощная (до 5 м) каолинит-гидрослюдистая кора выветривания биотитовых гнейсов и пегматитов, к которой третичные отложения прилегают различными горизонтами.

К описанным отложениям близки отложения Харанце-Халагайского поля. В окрестностях дер. Халагай они прорезаны рядом глубоких оврагов, по стенкам которых под почвенно-растительным слоем мощностью 30 см залегают:

	Мощность, м
1. Глина пятнистая, песчаная (зеленовато-серая с темно-бурыми пятнами), с прослоями (до 20 см) рыжевато-серого грубозернистого полимиктового песка	2,2
2. Глина серовато-зеленая, пластичная, со стяжениями в верхней половине слоя твердой белой извести неправильной формы	3,0
3. Песок обохренный, подмиктовый, грубозернистый, косослоистый, с примесью гравия и с тонкими (до 5 см) прослойками голубовато-серой глины	0,6
4. Песок светло-серый, полевошпатово-кварцевый, крупнозернистый, параллельнослоистый	0,5
5. Глина серовато-зеленая, пластичная, с редкими стяжениями кавернозного известняка в нижней части слоя	1,4

В 3 км юго-западнее дер. Халагай, судя по буровому профилю (рис. 11), третичные отложения залегают на коре выветривания архейских пород. В скв. 3, не добуренной до кристаллического фундамента, разрез третичных отложений выглядит следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Глины серовато-зеленые, щебнисто-песчаные, с мелкими бобовинами лимонита; обломочный материал не окатан, представлен в основном зернами кварца (много) и выветрелого полевого шпата (мало) и составляет до 10% породы. Содержание обломков несколько выше в самом низу данного интервала, где встречаются прослой глины с примесью до 25% мелкого	

- гранитного щебня. Возрастание обломочной примеси в нижних слоях глин, возможно, вызвано близостью их к постели из архейских пород 36
2. Те же серовато-зеленые глины, но более светлых оттенков. В отличие от предыдущего интервала, они здесь практически не песчанисты, зато насыщены в отдельных интервалах крапом и более крупными (до 1,5 см) обособлениями сингенетического белого пелитоморфного карбоната. Тонко рассеянная примесь последнего имеется и в самой глине. В отдельных прослоях обогащенность сингенетической известью настолько велика, что породы становятся настоящими мергелями, обладающими нежной светло-зеленой окраской 20
3. Глины серовато-синие, местами прокрашенные окислами железа и марганца в ржавый и черный цвет, с прослоями алеврита и щебнистого гравелита, угловатые обломки которого представлены на 90—95% кварцем и кварцитом 10
4. Глины темно-серые с включениями лимонитовой охры в виде пятен и бобовин 15

Выше следует 11-метровая толща четвертичных разнозернистых пролювиальных песков. Общая вскрытая мощность третичных отложений здесь равна 81 м и является максимальной на Ольхоне. Судя по некоторым признакам, указывающим на близость архейского фундамента (щебнистость нижних слоев глин первого интервала), истинная их мощность вряд ли превосходит 90—100 м. В прочих скважинах мощность третичных отложений колеблется, в зависимости от неровностей «коренной» постели, от 30 до 75 м; при этом их состав не обнаруживает значительных изменений. Например, в соседней скважине на структурном элювии биотитовых гранито-гнейсов выступа палеорельефа залегают:

- Мощность, м
1. Глины серовато-зеленые, с некрупными (до 5 см) черными стяжениями из смеси пелитоморфной извести и псиломелана. Глины высококарбонатны: содержат мелкий крап сингенетической извести и переходят в мергели. Вверху интервала — прослой в 0,3 м белого ноздреватого известняка. Примесь песка в глинах незначительна, за исключением самой нижней части слоя, залегающей на коре выветривания и содержащей неокатанный мелкий щебень и песок 15
2. Те же глины с редкими прослоями грубозернистого мономиктового кварцевого песчаника и гравелита мощностью 0,2—0,5 м 13

Над третичными отложениями в данном разрезе расположена 13-метровая толща характерных красноцветных пород эоплейстоцена.

Из сравнения приведенных и других разрезов видно, что в третичной толще выделяются два горизонта: нижний, глинистый и верхний, глинисто-песчано-гравелитовый. Для пород нижнего горизонта (слой 1, 2, скв. 3; слой 1, скв. 7) характерны высокая карбонатность, подчеркнутая

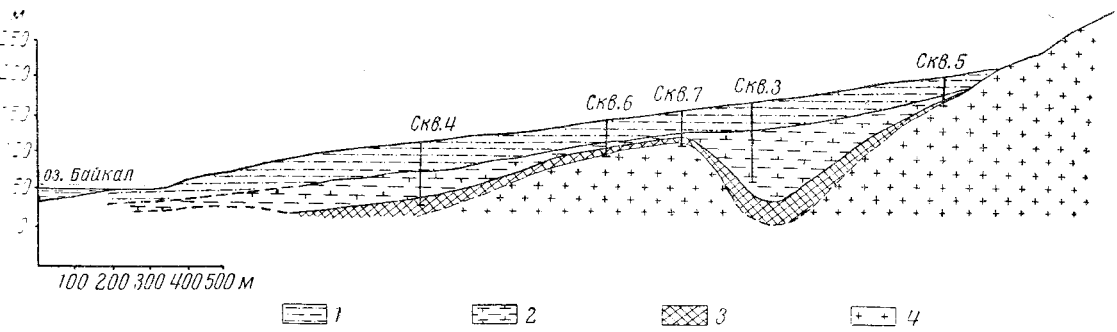


Рис. 11. Разрез неогеновых отложений Харанце-Халагайского поля

1 — песчанистые глины с прослоями песка и гравия; 2 — карбонатные глины с линзами и желваками извести; 3 — кора выветривания; 4 — кристаллические породы архея (сланцы, гнейсы, мраморы, гравиты)

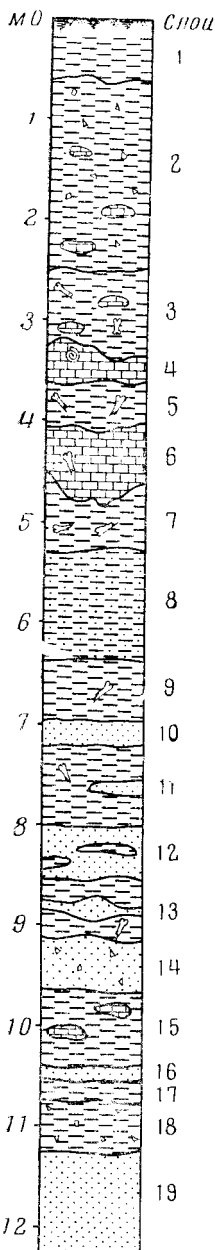


Рис. 12. Разрез неогеновых отложений в заливе Тагай
 а — песок; б — песчанистая глина; в — глина; г — известняк; д —
 дресва архейских пород; е — остатки позвоночных; ж — моллюски

наличием прослоев мергеля и стяжений пелитоморфного известняка, а также засоренность обломочной примесью. В верхнем горизонте карбонатность отложений заметно уменьшается и существенное значение приобретают песчаники и гравелиты, обычно моно- и олигомиктовые. Над выступами погребенного рельефа, которые пассивно облекаются третичными отложениями, мощность нижнего горизонта явно сокращается.

Не приходится сомневаться, что хорошо обнаженная 20-метровая часть разреза третичных отложений в оползневом цирке у мыса Саса, с заметным участием в ее сложении песчаников и гравелитов, соответствует верхнему горизонту Харанце-Халагайского поля. Как там, так и здесь привлекает внимание слабая окатанность обломочных компонентов, подавляющее большинство которых лишь слегка оглажено.

Третичные отложения залегают со слабым наклоном (до $5-10^\circ$) в сторону Малого моря. Погребенный под ними архейский фундамент, как уже отмечалось, контрастно расчленен, причем севернее дер. Халагай среди поля третичных отложений одиноко воздымается невысокий останец древнего денудационного рельефа.

Наиболее детально изучены третичные отложения у залива Тагай, где с ними связано захоронение фауны позвоночных (см. рис. 10). Здесь они приурочены к небольшой котловине, внутренняя часть которой занята заливами Тагай и Хонхой. Третичные отложения вдоль побережья подрезаны крутым абразионным уступом высотой до 20 м, который местами снивелирован оползнями. К нему непосредственно примыкают четырехметровая терраса и полоса несчано-галечного пляжа.

С целью выявления «продуктивных» на ископаемую фауну горизонтов третичные отложения сначала были вскрыты рядом магистральных траншей и шурфов, а после этого у бровки абразионного уступа заложен основной палеонтологический раскоп¹.

Разрез третичных отложений здесь таков (сверху вниз, рис. 12):

Мощность, м

1. Под тонкой дерниной и слабо развитой почвой следует эловый третичных глин с характерной для него пятнистой окраской и густой прихотливой трещиноватостью

0,6

¹ Площадь раскопа около 280 м², максимальная глубина 6,5 м, средняя глубина 3,5 м. В процессе работы из раскопа было изъято около 1000 м³ грунта.

2. Глина песчанистая, пестроцветная, с пятнами и линзами алеврита, обохренного песка и белой извести. В слое беспорядочно разбросаны угловатые обломки кварца разной величины, но не более 2—3 см; реже встречаются обломки кварцево-полевошпатовых сростков. Этот слой представляет собой мало упорядоченное скопление глинисто-песчано-карбонатного материала и только в самом низу его заметна нечеткая волнистая слоистость с общим наклоном на северо-запад под углом 7°	1,9
3. Глина темно-зеленая, пластичная, с редкими стяжениями белой пелитоморфной извести, костеносная	0,6—1,0
4. Известняк белый с неровной кровлей и почвой. В относительно рыхлой массе извести обособлены плотные желваки той же породы, величиной до 25 см. В западной части раскона (рис. 13) слой выклинивается.	0,3—0,7
5. Глина желто-зеленая с примесью угловатых песчинок кварца и полевого шпата, костеносная	0,3—0,7
6. Известняк белый, пелитоморфный, песчанистый, более плотный, чем в слое 4, изменчивой мощности, с крепкими желваками, которые являются в слое участками наибольшей цементации. Данный слой выклинивается	1,0
7. Глина темно-зеленая, песчанистая, подобная глине слоя 3, также костеносная. К западу слой выклинивается	0,6
8. Алеврит светло-зеленый, однородный по цвету и составу	1,3
9. Глина бурая с зеленоватым оттенком, в малой степени костеносная	0,6
10. Песок глинистый, желто-зеленый, с неокатанными обломками кварца и полевого шпата	0,3
11. Глина, аналогичная слою 9, с прослоем 10 см грубозернистого песка; слабая костеносность	0,8
12. Песок мелкозернистый, желто-серый, с линзами темно-зеленых глин и остроугольными обломками крупнозернистого гранита (до 4 см)	0,5
13. Глина грязно-зеленая с примесью песка. В середине слоя пропласток, мощностью 0,3 м, белого известняка с желваками. В массе глины расположены ржавые гнезда и, весьма редко, — костные остатки	0,6
14. Песок серый, среднезернистый, содержит много обломков из сростков кварца и выветрелого полевого шпата.	0,5
15. Глина светло-зеленая с «глазками» белой рыхлой извести	0,7
16. Песок обохренный с угловатыми обломками кварца	0,1
17. Глина темно-зеленая, песчанистая	0,2
18. Глина светло-зеленая с остроугольными кварцево-полевошпатовыми обломками, которые из-за выветрелости легко рассыпаются в песок. В слое имеются редкие гнезда белой извести	0,1
19. Песок светло-серый с угловатыми обломками кварца. Видимая мощность.	3,0

Суммарная мощность вскрытого разреза 12 м.

К югу от главного раскона обнажены, по-видимому, более высокие горизонты третичной толщи. В оползневых цирках вдоль бровки абра-

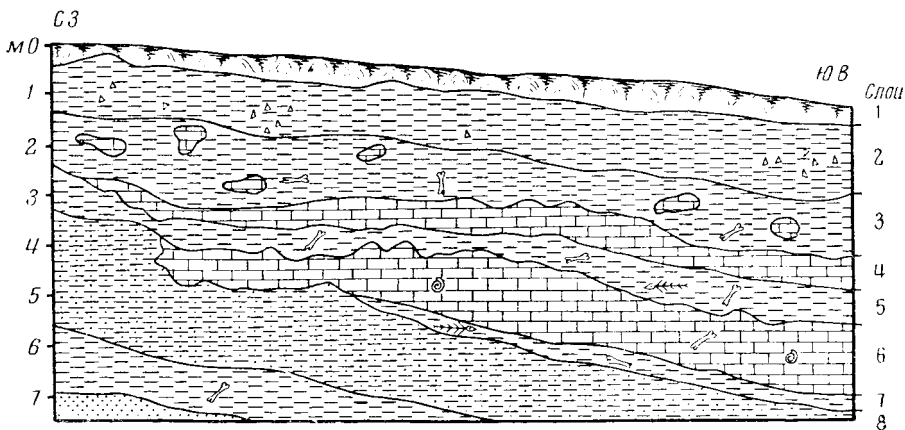


Рис. 13. Строение неогеновых отложений в стенке палеонтологического раскона (залив Тагай)

Условные обозначения см. рис. 12

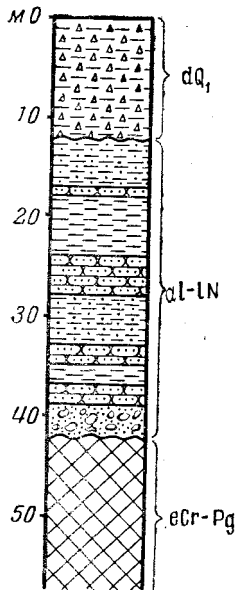


Рис. 14. Разрез неогеновых отложений в Загалмайской долине.

1 — красноцветные дресвянистые суглинки (нижний эоплейстоцен);
2 — песчанистые глины; 3 — глины; 4 — песчаники; 5 — конгломераты, 6 — кора выветривания

зионного уступа здесь залегают сверху песчанистые глины с мелкими обломками пород архея, послойно окрашенные в зеленый, бурый и черный цвета. Ниже по разрезу преобладают глины темной окраски — бурые и черные. Видимая мощность 7 м. Привлекает внимание присутствие в глинах нижней части разреза разбросанных в беспорядке игольчатых и столбчатых кристаллов полупрозрачного гипса или их сростков длиной до 7 см. Упомянем попутно, что мелкие «ласточки хвосты» гипса Е. В. Павловский наблюдал в глинах абразионного уступа в заливе Улав-Хушин Харанце-Халагайского поля. До недавнего времени эти случаи явственно выраженной гипсовосности третичных отложений были единственными на всем юге Восточной Сибири.

Преобладание глинистых пород и наличие пластов известняка позволяют сопоставить тагайский разрез с высококарбонатной верхней частью нижнего горизонта более полного разреза Харанце-Халагайского поля.

На материковой части Приольхонья третичные отложения в виде небольших пятен выявлены пока только в двух пунктах: у бывшего улуса Загалмай и в окрестностях дер. Кочериково. Как и на Ольхоне, здесь они состоят из серовато-зеленых песчанистых глин с прослоями мелкозернистых и гравийных песчаников, которые скреплены в отдельных случаях черным железомарганцево-глинистым цементом. В самых глинах также встречаются железомарганцевые бобовины диаметром до 1 см, обладающие концентрическим строением. В основании третичных глин Загалмайской долины (рис. 14) залегает четырехметровый слой среднегалечникового конгломерата из обломков кварцита, с прослоями мономиктового кварцевого песчаника. Зеленоцветные глины, мощность которых здесь 30 м, прикрыты пятиметровой толщиной красноцветных эоплейстоценовых глин с песком и щебнем. Загалмайский разрез пока единственный в Приольхонье, в котором в третичной толще представлен относительно грубый, мономиктовый по составу базальный горизонт из отложений речного генезиса. Во всех других случаях в подошве третичных отложений непосредственно на коре выветривания залегают глины, в той или иной мере песчанистые или щебнистые.

Отметим наиболее важные литологические особенности третичных отложений Приольхонья. Привлекает к себе внимание прежде всего преобладание и даже господство глинистых пород. Комплексом различных методов (окрашивание, термография, рентгенография, электронная микроскопия и химанализ) установлено, что в большинстве своем глины являются полиминеральными смесями — каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовыми с преобладанием монтмориллонита над другими глинистыми минералами. Судя по химическому составу фракции < 0,001 мм, (табл. 2), в глинах преобладают железисто-магнезиальные монтмориллониты. Видимо, этим обстоятельством обусловлена зеленая окраска большинства прослоев глинистых пород Приольхонья. Спектральным анали-

зом в этой фракции установлено присутствие следов никеля, галлия, скандия, а также титана, содержащегося в десятых долях процента, скорее в виде изоморфной примеси в кристаллической решетке монтмориллонита.

Глины состоят из пелитоморфной массы желтовато-зеленого цвета, с высокими тонами интерференционной окраски. В ней рассредоточены микрочешуйки гидромусковита, гидробиотита и обломки ряда терригенных минералов. Соотношение тонкодисперсной и грубых фракций колеблется в широких пределах. Даже наиболее чистые разновидности содержат до 2—8% алеврито-псаммитопсефитовой примеси. В составе последней тяжелые минералы представлены гранатом, ильменитом, рутилом, гидроксидами марганца, апатитом, цирконом, эпидотом, роговой обманкой, реже встречаются турмалин, силлиманит, пироксен, пирит, гематит, лейкоксен. Среди этих минералов на первом месте по распространенности находятся ильменит и гранат. В легкой фракции главенствуют кварц и выветрелые минералы. Характерно, что кварц резко преобладает над полевыми шпатами. Количественное соотношение кварца и полевого шпата, судя по шлифам и единичным иммерсионным анализам, выражается обычно как 10 : 1, реже оно снижается до 4 : 1.

Гранулометрический состав песчаных фракций весьма разнообразен. Кварц и полевые шпаты присутствуют даже в виде псефитовых обломков.

Любопытна морфология обломочных компонентов ольхонских глин. В большинстве своем они имеют угловатые, изрезанные очертания, особенно ясно выраженные у зерен псефито-псаммитовой фракции. Зерна более мелкой фракции имеют лучшую, хотя далеко не совершенную окатанность.

Другую важную особенность пород разреза составляет их повышенная карбонатность, проявляющаяся в двух основных формах — в виде самостоятельных пластов известняков и мергелей и в виде подмеси карбонатного материала в глинах, как равномерно рассеянного в породе, так и обособленного в виде стяжений и неправильных пятен. Известняки ассоциируют с глинами и не встречаются среди более грубозернистых осадков. В заливе Тагай они, как правило, белые, светло-серые, кремовые, в той или иной мере пористые, полурыхлые, но бывают участками и каменные. По трещинам и порам известняков, являющихся в большинстве своем, видимо, остатками ходов животных, обитавших в карбонатных илах, развиты потечи и корочки вторичного кальцита и черного вада. Массивные разности известняков встречаются в пределах слоя совместно с пористыми и туфоподобными. Обладая пелитоморфной структурой, известняки местами затронуты явлениями вторичной кристаллизации, вследствие чего в пелито-

Т а б л и ц а 2

Химический состав (в вес. %) осадочных глин о-ва Ольхон (залив Тагай)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	Сумма
46,48	Не опред.	26,90	14,90	—	0,22	0,30	4,70	Не опред.	Не опред.	42,00	99,00
53,59	»	21,56	8,89	—	0,04	2,35	3,28	0,16	0,66	40,09	100,62
55,90	»	49,56	8,86	0,34	0,01	0,79	3,52	0,20	0,97	40,48	100,63

морфной массе имеются неправильной формы пятна микрокристаллического сложения. Аллотигенная примесь представлена глинистыми частицами и слабо окатанными обломками кварца и полевого шпата, в связи с чем в ольхонских известняках отмечено высокое содержание кремнезема и глинозема (табл. 3). Несколько повышенные значения пятиокси фосфора обусловлены наличием мельчайших обломков костей позвоночных и раковин моллюсков.

Т а б л и ц а 3

Химический состав (в вес. %) мергелистых известняков залива Тагай
(по материалам А. Ф. Китайника, 1955 г.)

Номер пробы	Потери при прокаливании	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	MgO	SO ₃	Сумма
1	37,67	5,76	2,70	0,31	0,19	49,88	1,34	—	99,85
2	35,05	13,46	6,26	1,60	0,74	40,75	1,43	0,066	99,35
3	40,48	8,44	2,38	0,47	0,81	48,16	0,40	0,049	101,19
4	37,80	8,32	2,37	0,80	0,43	49,87	0,74	0,11	100,44
5	36,42	11,66	5,00	1,28	0,70	43,32	1,20	0,072	99,65
6	35,47	12,96	6,01	1,75	0,68	41,84	0,94	0,073	99,72
7	41,43	3,56	1,73	0,31	0,12	51,78	0,79	0,040	99,76
8	38,90	6,72	2,57	1,60	0,43	47,98	1,23	0,041	99,47
9	35,82	13,90	6,50	0,96	0,56	39,83	2,02	0,10	99,69

Слои известняков не выдержаны по простиранию и мощности. В том же палеонтологическом раскопе у залива Тагай (см. рис. 13) видно, как они выклиниваются на запад, замещаясь глинисто-алевритовыми отложениями; по направлению внутрь острова мощность слоев возрастает, все чаще появляются раковины моллюсков и обломки костей. Известняки относятся, таким образом, к образованиям смешанного, биогенно-хемогенного происхождения.

Высокая карбонатность разреза и локальная слабая гипсоносность указывают на несколько повышенную временами соленость среды осадконакопления. Судя по литологическим особенностям и ископаемому цепозу, нами встречены преимущественно отложения мелких озер и болот, расположенных на дне небольших котловин, окруженных низкими возвышенностями. Последние, и в первую очередь развитая на них кора химического выветривания, служили источником сноса глинисто-песчаных частиц и более крупных обломков, слабая окатанность которых не оставляет сомнения в тесном соседстве источника сноса и мест отложения. Слабую сортировку песчано-гравийной фракции в глинах и угловатость обломочного материала можно рассматривать как результат субаэрального генезиса отложений. Снос минеральных частиц осуществлялся делювиальными и пролювиальными процессами с последующим накоплением в районе мелких, усыхающих озер и болот. Наличие в толще типично гажевых образований — известняков, мергелей, гипса, а также экологические особенности ископаемой фауны (см. ниже), включающей как обитателей водной среды (рыбы, черепахи, некоторые легочные моллюски), так и типично наземных животных (халикотерии, носороги, хищники), с полной ясностью свидетельствуют о преобладании в разрезе третичных отложений Ольхона субаэральных, в основном озерно-болотных, осадков. Собственно аллювиальные типы отложений здесь представлены ограниченно и потому не определяют общего литолого-фациального облика толщи. Однако в верхней части разреза их роль заметно возрастает, что объясняется, видимо, повышением влажности климата.

Ископаемая фауна и возраст вмещающих ее отложений

Как уже указывалось, разрез третичных отложений залива Тагай, в котором сосредоточена фауна, представлен послойным чередованием полого залегающих глин с прослоями известняка, алевроита и песка. Наиболее продуктивными оказались 3, 5 и 7-й слои глин. При изучении 9 и 11-го слоев было встречено лишь несколько неопределенных осколков трубчатых костей и фрагментов панцирей черепах. Некоторое количество находок обнаружено в 6-м слое известняка. Из всех костеносных слоев по обилию находок на первом месте оказался слой 7: из него извлечено примерно такое же число остатков, что и из слоев 3 и 5 вместе взятых. Остатки в слоях рассеяны хаотично. По направлению к юго-восточному окончанию раскопа (см. рис. 13) число находок возрастает. Видимо, насыщенность костями отложения увеличивается к центральной части Тагайской котловины.

Из-за разрозненности и фрагментарности костного материала редко можно было из выкопанных частей реконструировать что-либо цельное. Определение остатков позвоночных, любезно выполненное по нашей просьбе палеонтологами и зоологами Е. И. Беляевой (непарнопалые), В. И. Громовой (эквиды и хищники), М. А. Воинственским (птицы), Б. А. Трофимовым (парнопалые), Л. И. Хозацким (амфибии и рептилии) и В. Н. Яковлевым (рыбы), показало наличие следующих форм:

Класс Pisces

Отряд Cypriniformes

Сем. Siluridae. *Silurus* (?) sp.

Сем. Cyprinidae. *Rutilus* sp.

Отряд Esociformes

Сем. Esocidae. *Esox* sp.

Отряд Perciformes

Сем. Percidae. *Perca* sp., *Lucioperca* sp.

Класс Amphibia

Отряд Anura

Сем. Bufonidae. *Bufo* sp.

Сем. Ranidae. *Rana* sp.

Класс Reptilia

Отряд Cryptodira

Сем. Emydidae. *Baicalemys gracilis* Khos. gen. nov. sp. nov.

Отряд Ophidia

Сем. Colubridae. *Coluber* sp.

Класс Aves

Отряд Cressores

Сем. Ardeidae. *Ardea* sp. (*A. cinerea* L.)¹

Отряд Ralliformes

Сем. Rallidae. *Crex* sp. (*C. crex* L.), *Porzana* sp. (*P. porzana* L.)

Отряд Anseres

Сем. Anatidae. *Anser* sp. (*A. albifrons* Scop.), *Anser* sp. (*A. anser* L.), *Anas* sp. (*A. clypeata* L.), *Anas* sp. (*A. acuta* L.), *Anas* sp. (*A. platyrhynchos* L.), *Anas* sp. (*A. crecca* L.), *Branta* sp. (*B. rufficollis* Pall.), *Nyroca* (?) sp.

Отряд Striges

Класс Mammalia

Отряд Insectivora

Сем. Talpidae. *Proscalops* sp., *Talpo* sp.

Сем. Soricidae

Отряд Rodentia

Сем. Leporidae. *Procaprolagus* sp.

Сем. Sciaridae

Сем. Castoridae. *Monosoulax* sp. nov.

Сем. Myoxidae

Сем. Cricetodontidae. *Cricetodon* cf. *sansaniense* Lart.

¹ В скобках указаны близкие формы современной орнитофауны.

- О т р я д Carnivora
 - Сем. Mustelidae
 - Сем. Felidae
- О т р я д Perissodactyla
 - Сем. Equidae. *Anchitherium* (?) sp.
 - Сем. Chalicotheriidae. *Metaschizotherium* (?) sp.
 - Сем. Rhinocerotidae. *Dicerorhinus* sp.
- О т р я д Artiodactyla
 - Сем. Cervidae. *Palaemoryx* sp.
 - Сем. Bovidae

Из приведенного списка видно, что определение костных остатков из Ольхонского захоронения доведено в большинстве случаев до семейства и рода, причем среди грызунов и черепах В. И. Громовым и Л. И. Хозацким описаны новые роды. В этих же группах животных определение некоторых форм удалось довести до вида (*Cricetodon* cf. *sansaniense*, *Baicalemys gracilis*).

Извлеченные остатки фауны, несмотря на разобщенность мест захоронения, прекрасно сохранились, совершенно не окатаны, тяжелы на вес, звенят при ударе, имеют светлую окраску, в редких случаях несут следы погрыза хищниками.

Ольхонская фауна исключительно разнообразна и представляет собой довольно пеструю смесь животных различных систематических групп и различных условий обитания. В наших сборах по количеству остатков на первом месте находятся пресмыкающиеся, представленные пресноводными черепахами рода *Baicalemys* и, в малой мере, змеями. По подсчету загривковых щитков, проведенному О. В. Скалон, в коллекции оказалось 98 взрослых и молодых особей черепах. Материал по этой группе животных представлен множеством (свыше 10 тыс.) фрагментов спинного и брюшного щитов панциря, реже — частями внутреннего скелета. Из осколков, найденных поблизости один от другого, иногда можно было составить довольно крупные куски панциря.

Остатки амфибий, представленные костями конечностей лягушек и жаб, весьма малочисленны.

На втором месте после черепах находятся рыбы. Обнаружено более 450 отдельных позвонков и несколько плавниковых косточек.

Среди млекопитающих главную часть составляют остатки грызунов и насекомоядных, несколько меньший процент приходится на долю непарнональных, в основном халикотерид и носорогов, в меньшей мере — хищников и эввид, а также парнональных, в основном примитивных оленей — палеомерицин и полорогих.

Кости птиц в нашей коллекции составляют незначительный процент, причем состав орнитофауны имеет явно гидрофильный характер (утки, гусь, водяные курочки, цапли, кулики).

Комплекс фауны Ольхонского захоронения содержит формы, свойственные различным условиям обитания. Полностью автохтонными в его составе являются, по всем признакам, рыбы, рептилии, амфибии и большинство птиц. Однако, судя по рассеянию костей животных указанных групп в массе осадка, окончательному захоронению скелетов предшествовали дезинтеграция и частичное перемещение остатков. В большей степени это отразилось на захоронении остатков млекопитающих. Тем не менее, отсутствие окатанности и залегание в тонкодисперсных породах — глинах и известняках — ясно указывает на то, что фаунистические остатки, в том числе и остатки наземных животных, не переносились далеко от места гибели. Деструкции и рассеиванию скелетов в немалой мере могли способствовать хищники, следы погрыза которых хорошо заметны на отдельных костях парнональных и непарнональных.

Погребение фаунистических остатков происходило на дне мелкого, временами пересыхавшего озера, по краям которого в толщу озерных осад-

ков вклинивались делювиальные наносы. Поскольку изученное захоронение расположено на краю древней Тагайской котловины, не исключена возможность наличия во внутренней части ее и других, более богатых захоронений ископаемых позвоночных.

Наземная фауна определенно указывает на господство в Приольхонье лесостепных ландшафтов и, в совокупности с литологическими признаками (насыщенность карбонатами и слабая гипсоносность отложений), — на относительную сухость климата того времени.

Во всех трех костеносных слоях тагайского разреза ископаемая фауна более или менее однотипна, что указывает на постоянство условий осадконакопления. Это дает основание считать, что Ольхонское захоронение сформировалось в течение относительно короткого промежутка геологического времени.

Взгляды палеонтологов, участвовавших в определении материалов нашей коллекции, на возраст ольхонской фауны совпадают. По мнению Е. И. Беляевой, присутствие ольхонских *Metaschizotherium* (?) sp. и *Dicerorhinus* sp. исключает олигоценовый и даже нижнемиоценовый возраст фауны и указывает на средний и верхний миоцен. Слишком малочисленные остатки эквид позволили В. И. Громовой лишь предположительно отнести их к анхитерию.

Весьма обширным и хронологически показательным оказался комплекс грызунов, изученный В. И. Громовым. На основании присутствия зайцеобразных рода *Procaprolagus* Gureev (олигоцен — средний миоцен Китая и Монголии), бобров рода *Monosculax* и хомякозубых *Cricetodon* cf. *sansaniense*, сходных со среднемиоценовыми формами Западной Европы, В. И. Громов считает наиболее вероятным для ольхонской фауны среднемиоценовый возраст. Такого же взгляда придерживается В. Н. Яковлев, отметивший среди ихтиофауны остатки окуня (*Perca* sp.), более примитивного, чем верхнемиоценовые окуни Западной Сибири.

Примитивные ольхонские олени близки, по определению Б. А. Трофимова, к роду *Paleomerix*, типичному для среднего и верхнего миоцена. Примерно такие же хронологические рамки намечаются на основании изучения черепов, которые являются главенствующим компонентом Ольхонского захоронения. По мнению Л. И. Хозацкого, ольхонские представители сем. *Emydidae* имеют миоценовый возраст; он полагает также, что они могут относиться ко времени между миоценом и плиоценом, и даже к началу плиоцена. Остатки птиц ничего не дали для диагностики возраста вследствие слабой изученности третичных представителей этого класса. М. А. Воиновский отметил принадлежность их к вымершим видам, хотя и довольно близким к современным.

Таким образом, наиболее вероятный возраст ольхонской фауны — средний миоцен или средний и верхний миоцен. Этот возраст следует принять для толщи третичных отложений Приольхонья, называемой здесь халагайской свитой. Поскольку ископаемая фауна приурочена к ее нижней половине, очевидно, нет особых оснований для расширения возрастных рамок этой свиты вниз по стратиграфической шкале. В то же время по ряду соображений было бы преждевременно в данный момент ограничивать возраст третичной толщи сверху миоценом, так как ее формирование могло продолжаться и в течение нижнего плиоцена (рис. 15).

Кроме богатого комплекса позвоночных, в неогеновых отложениях Тагайской котловины содержится фауна моллюсков. Последняя найдена в пластах пресноводных известняков, содержащих также редкие обломки костей позвоночных, в том числе типичных наземных. Коллекция моллюсков была изучена Г. Г. Мартинсоном, определившим ряд водных и наземных форм: *Hippeutis minutus* Ping., *H.* cf. *minutus* Ping., *Radix teilhardi* Ping., *R.* cf. *teilhardi* Ping., *Bithynia* sp., *Succinea* cf. *putris* L., *Vertigo* sp. Данный комплекс вполне сопоставим с богатым комплексом

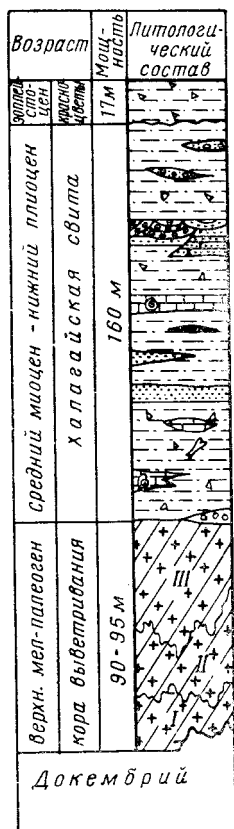


Рис. 15. Сводный разрез неогеновых отложений Приольхонья

1 — глины; 2 — гравийно-песчаные породы; 3 — известняки; 4 — глинисто-углистые породы; 5 — кора выветривания; 6 — зоны коры выветривания: I — зона начального разложения; II — промежуточная зона; III — каолинит-гидроглинистая зона; 7 — моллюски; 8 — остатки позвоночных

малакофауны баяндайской свиты Ангаро-Ленского междуречья. Слагающие его виды встречаются в отложениях неогена, преимущественно позднего, Монгольской Народной Республики, Китая и советской Средней Азии. Следовательно, наличие ольхонских моллюсков не противоречит выводу о возрасте халагайской свиты, установленному по фауне позвоночных.

Систематически и экологически ольхонские моллюски совершенно отличны от моллюсков третичных отложений юго-восточного побережья Байкала, обитавших в условиях достаточно обширного озерного бассейна — прообраза Байкала. Судя по экологии малакофауны, на месте Маломорской впадины в течение среднего миоцена — начала плиоцена отсутствовал единый глубокий бассейн, а существовали мелкие озера, зоогеографически связанные

с системой мелких же водоемов Ангаро-Ленского междуречья. Следовательно, молодость Малого моря как гидрологического объекта подтверждается и палеонтологическими данными.

Против этого вывода могут возникнуть возражения, ибо нам ничего не известно ни о мощности, ни о литолого-фациальном характере, ни о фауне третичных отложений подводной части Маломорской впадины. Выполнивший недавно А. П. Булмасовым (1962) анализ данных гравиметрии и магнитометрии показал, что суммарная мощность кайнозойских отложений на дне Малого моря не превышает 200—300 м, т. е. что она не очень отклоняется от мощности этих отложений на суше. С другой стороны, наличие в Малом море островных выступов архейского фундамента ясно указывает на прерывистость подводного покрова третичных отложений. На основании этих признаков можно полагать, что третичные отложения в Малом море не имеют значительных мощностей и вряд ли при этом ощутимо изменяются в фациальном отношении по сравнению с неогеновыми отложениями береговой части Маломорской впадины.

В глинах халагайской свиты в единичных случаях (залив Тагай, Кочериковская впадина) удалось определить сравнительно богатый пыльцевой комплекс широколиственно-хвойного леса. Наряду с пыльцой хвойных (ель, пихта, сосна, тсуга и лиственница), составляющей большую часть спектра, отмечена пыльца ольхи, березы, дуба, бука, граба, каштана, липы, аралии, целтиса, клена, вяза, лещины, гикори, грецкого ореха, ликвидамбара. Среди лиственных форм преобладает пыльца ольхи и березы. Пыльца травянистой и кустарниковой растительности немногочисленна (до 10—12%), но разнообразна (злаковые, осоковые, маревые, кувшиновые, лютиковые, кипрейные, сложноцветные

и др.), что, безусловно, указывает на заметную роль в ландшафтах этого времени открытых степных пространств. Пыльца хвойных в некоторых пробах количественно уступает пыльце покрытосеменных древесных форм и представлена в основном пыльцой *Pinus* подрода *Haploxyylon*. Содержание пыльцы собственно широколиственных деревьев не превышает 30%. Комплексы халагайской свиты довольно богаты также спорами мхов, плаунов и папоротников (от 18 до 45%).

Кроме того, в глинах абразионного уступа залива Тагай В. М. Климановой обнаружено 22 вида диатомей, среди которых в большом количестве представлены обитатели неглубокого пресноводного водоема: *Synedra ulna* (Nitzsch.) Ehr., *S. ulna* var. *aqualis* Ehr., *Cymbella Scwortzowii* Skabitsch., *C. parva* W. Sm., *Caloneis ignorata* Skv., *Amphora proteus* Greg.

Таким образом, мелководность неогеновых водоемов устанавливается также и на основании экологии ископаемых диатомовых водорослей.

Неогеновые отложения Приольхонья в целом практически не угленосны. Встречаются лишь прослойки черных углисто-глинистых пород, настоящих же лигнитов не отмечено. Подавленность процессов торфонакопления, по-видимому, объясняется как климатом, так и господством субаэрального способа накопления отложений.

ПАЛЕОГЕН И НЕОГЕН ПРИБАЙКАЛЬСКОЙ ЧАСТИ АНГАРО-ЛЕНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

В этой части Средне-Сибирского плоскогорья, геоморфологически обособленной и непосредственно примыкающей к Байкальской горной области, третичные отложения не образуют сплошного покрова. Разрозненные их выходы в плане обычно имеют вид узких полос или лент протяженностью до 50—70 км, во много раз превышающей их ширину. В простирании этих лент ясно видна согласованность как между ними, так и с планом байкальских структур: все они вытянуты на северо-восток 40—50° (рис. 16).

Совокупность выходов третичных отложений образует довольно большую зону по краю плоскогорья, вытянутую вдоль байкальских гор на расстояние свыше 200 км при ширине до 40 км. На юго-западе ее окончание обозначено мелкими пятнами третичных глин и песков в окрестностях с. Жердовки, в 40 км от Ангары. Противоположное окончание менее определено: здесь третичные отложения переходят на правобережье Лены и, возможно, продолжают далее на северо-восток, в бассейн Хонды и Улькана. В границы этой единой линейной зоны не входит лишь небольшое пятно третичных отложений, закартированное С. М. Замарасевым в 1957 г. в долине р. Куленги, на расстоянии 40 км к северо-западу от внутреннего края главной зоны.

Ленты третичных отложений в пределах рассматриваемой части Ангаро-Ленского междуречья полностью изолированы одна от другой выходами на поверхность юрских и кембрийских отложений, но в то же время располагаются параллельными рядами. Этот параллелизм в расположении выходов третичных отложений особенно ясно выражен в верховьях р. Мурин, где они образуют четыре самостоятельные полосы шириной от 1,5 до 7 км. Общая ширина зоны около 40 км в направлении сел Тургеневка, Баяндай, Нуха-Нур и Хара-Нур. В других сечениях через главную зону наблюдается не более двух-трех полос. Следуя одна возле другой на многие десятки километров, они местами прерываются, подчеркивая и без того значительную фрагментарность покрова третичных отложений.

Известно, что в рельефе Ангаро-Ленского водораздела третичные отложения приурочены к долинообразным депрессиям и что в большин-

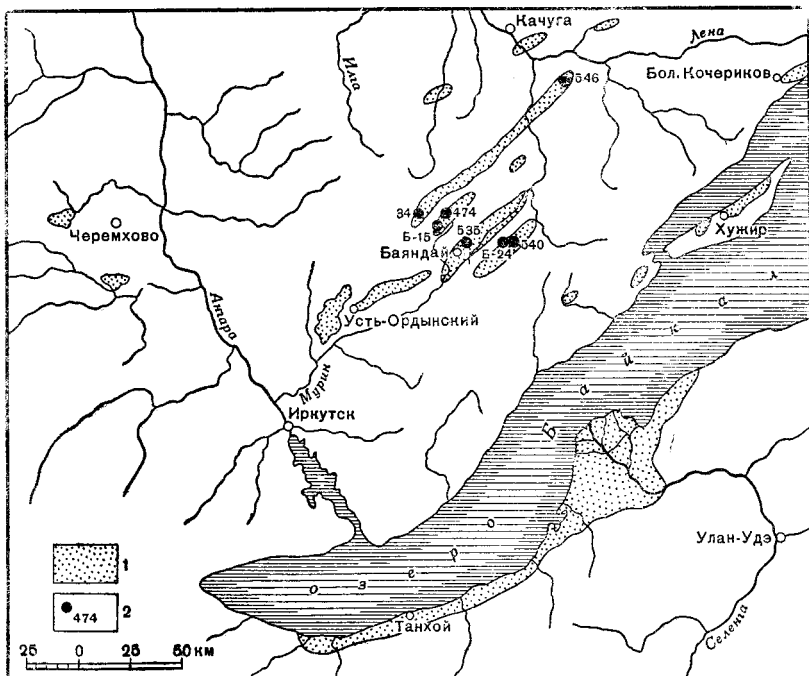


Рис. 16. Распространение третичных отложений в Прибайкалье и на Ангаро-Ленском междуречье

1 — третичные отложения; 2 — опорные разрезы (по скважинам)

стве случаев эти депрессии совпадают с синклиналями, а ограничивающие их водораздельные гребни — с антиклиналями кембрийских и юрских отложений. Одни исследователи эту особенность расценивали как результат пассивного приспособления древних эрозионных форм к синклинальным структурам, в замках которых выходят менее прочные породы юры и верхнего кембрия, причем допускалось без особых на то оснований, что мощность кайнозойских отложений в этих долинах не выходит за первые десятки метров и, следовательно, находится в пределах некоторой обычной для платформы «нормы» (Иванов, 1950). Другие же считали, что существует более сложная зависимость между развитием древней долинной системы и структурой докайнозойского субстрата. В частности, Е. В. Павловский и Н. В. Фролова (1941) полагали, что докайнозойские структуры продолжали развиваться в том же плане и направлении и в течение кайнозоя, следствием чего явилась приуроченность к долинообразным понижениям не только юрских, но и достаточно мощных третичных и четвертичных отложений.

Свое отношение к этому важному вопросу мы определим ниже, после того, как будет рассмотрен конкретный материал по геологии кайнозойских отложений.

Еще совсем недавно в опубликованной литературе можно было найти лишь самые общие и схематичные сведения о составе и строении третичных отложений, причем из этих описаний складывалось неверное представление о несложности и однообразии их разреза. В действительности дело обстоит иначе, ибо осадки на Ангаро-Ленском междуречье накапливались в течение значительного отрезка третичного времени, включая поздний палеоген и весь неоген, при непрерывном изменении климата, тектонического режима, а также рельефа и состава пород, материал которых поступал в бассейны отложения. Изменения этих четырех основных

компонентов природной обстановки обусловили изменчивость литогенеза во времени, а следовательно, и вертикальное литостратиграфическое и биостратиграфическое разделение толщи третичных осадков.

В общепринятом понимании объема палеогена и неогена третичные отложения междуречья вполне отчетливо расчленяются на четыре разновозрастных подразделения: каменскую свиту (олигоцен), баяндайскую свиту (миоцен — нижний плиоцен), красноцветную формацию (средний — верхний плиоцен) и манзурский аллювий (верхний плиоцен). По принятому в настоящей работе положению нижней границы антропогена в соответствии со взглядами В. И. Громова, К. В. Никифоровой, И. И. Краснова, Е. В. Шанцера и других, два последних подразделения — красноцветная формация и манзурский аллювий — включены в эоплейстоцен местной стратиграфической шкалы в качестве его нижних членов. Целесообразность такого подхода обоснована нами ниже.

Как уже отмечалось, все заведомо третичные отложения междуречья были выделены нами ранее (Логачев и Абрамова, 1958) в ранге свиты, названной ользонской, и сопоставлены с третичными отложениями юго-восточного побережья оз. Байкал (танхойская толща). Сама ользонская свита при этом была расчленена на две подсвиты — угленосную (нижнюю) и глинисто-карбонатную (верхнюю). Новыми данными подтверждена в принципе правильность отнесения ользонской свиты к мио-плиоцену. В то же время выяснилось, что обособление нижней и верхней частей разреза свиты по степени угле- и карбонатонасыщенности выдержано далеко не повсеместно. Во избежание путаницы в местной стратиграфической терминологии, мы, пренебрегая собственным приоритетом, считаем необходимым вовсе отказаться от названия «ользонская», так как вскрытый в начале 50-х годов разрез в с. Ользоны (Ордынская синклиналь) в свете новых данных не может быть признан ни литотипом, ни стратотипом. Со всех точек зрения более целесообразно миоценово-нижнеплиоценовые отложения объединять под названием «баяндайская свита», имея, однако, в виду возможность их более дробного, посвитного расчленения в дальнейшем.

Совсем недавно казалось, что разрез третичных отложений здесь ограничивается рамками неогена. В 1961—1962 гг. нижняя возрастная граница «открылась»: при бурении в Кырминской синклинали была вскрыта толща существенно каолинистых глин с мощными пластами лигнита, из которой Г. И. Таракановой и Г. П. Нордан получены богатейшие спорово-пыльцевые комплексы флоры тургайского типа. Эту толщу палеогеновых отложений мы предлагаем называть каменской свитой — по р. Каменке, в верхнем течении которой она впервые описана.

Каменская свита

Каменская свита в своем типичном виде представлена в разрезе третичных отложений Кырминской и Нуха-Нурской синклиналей, где она пройдена многими буровыми скважинами до подстилающих юрских или кембрийских отложений. Здесь же она литологически довольно четко отделяется от отложений лежащей выше баяндайской свиты, в то время как в разрезах других синклиналей эти различия выступают не очень отчетливо. В крайних юго-восточных синклиналиях — Хоготской (Баяндайской), Ордынской и Хамнейской каменская свита как будто бы вовсе отсутствует. Рассмотрим конкретный разрез каменской свиты на юрских отложениях Кырминской синклинали по скв. 34¹.

На белоцветной каолинитовой, в верхней части проохренной коре ветривания юрских аркозовых песчаников и алевролитов, достигающей

¹ Материалы по этой и некоторым другим вновь пробуренным (1962—1963 гг.) скважинам были любезно предоставлены нам Г. Г. Литвинцевым и Б. П. Фицевым.

не менее 15 м мощности, с очень плавным, макроскопически незаметным переходом залегают:

Мощность, м

1. Песчаник (песок) белый, глинистый (каолининовый), кварцевый; в кровле слоя увеличивается содержание глинистой фракции и уменьшается крупность песчаной фракции	7
2. Глина белая, каолининовая, в верхней части по тонким слоям и в виде пятен подрашенная оранжевыми и красными гидроокислами железа за счет окисления находящихся в глине мелких (1—3 мм) шариков аутигенного сидерита	5
3. Переслаивание белых песчанистых глин, реже — чистых глин с глинистыми разнородными существенно кварцевыми песками; в отдельных прослоях видна тонкая горизонтальная слоистость	14
4. Глина серая и темно-серая, каолининовая, «сгустковой» (колломорфной) текстуры	2,0
5. Лигнит бурый с многочисленными «каплями» янтарепоподобной смолы	10,0
6. Глина белая, песчанистая, каолининовая, прослоями слюдястая, алевритистая, яснослоистая	5,0
7. Песок серый, крупнозернистый, кварцевый	6,0
8. Глины и алевриты пятнистые за счет неравномерной пигментации окислами железа	2,4
9. Глины светло-серые, почти белые, пластичные, каолининовые, с параллельно- и волнисто-слоистой текстурой и незначительной подмесью (до 10%) алевритовой фракции	9,0
10. Глины пестроцветные (белые, оранжевые, красные, вишневые), пластичные, малопесчанистые, связанные с лежащими ниже глинами плавным переходом; в отдельных прослоях присутствует множество мелких (1—3 мм) шариков аутигенного сидерита. Проокисленность гидроокислами железа становится максимальной в кровле слоя	18,0

Мощность свиты здесь 78 м. Над пестроцветными глинами слоя 10 залегают 75-метровая толща неогеновых нежно-зеленых и зеленовато-серых, существенно монтмориллонитовых глин, как правило, песчанистых и известковистых, с битой ракушкой плянорбид и лимнеид (см. рис. 17).

Большинство других разрезов каменной свиты в пределах распространения юрских отложений в общем случае подобно приведенным выше. Различия сводятся к неодинаковому в каждом разрезе участию глинистых и песчаных пород, разному количеству и разной мощности угольных пластов и, наконец, к изменению от места к месту мощности свиты в связи с выклиниванием ее на крыльях синклиналей или волнистостью постели по простиранию складок. Вдоль осей последних мощность свиты достигает иногда 100 м и более.

Главнейшее значение в каменной свите принадлежит глинам, которые состоят существенно или даже полностью из каолинита. Песчано-алевритовая подмесь, количество которой изменчиво от слоя к слою и достигает в некоторых случаях 30—40%, представлена кварцем и обломками кремнистых пород, в меньшей и даже незначительной мере — полевым шпатом, мусковитом и биотитом. Кварц постоянно резко преобладает над полевыми шпатами, соотношение между ними редко бывает менее 5 : 1. Глинистые породы окрашены в светлые и серые тона; при насыщении тонкодисперсным органическим веществом, что наблюдается как вблизи угольных пластов, так и вдали от них, глины становятся темно-серыми и даже черными.

Следующее место по распространенности принадлежит пескам и полурыхлым песчаникам, в той или иной мере глинистым. Хорошо отмытые разновидности среди них исключительно редки. Глинистая составляющая цемента представлена каолинитом, к которому примешиваются частицы таких размеров, какие свойственны алевритам, а иногда и тонко рассеянный карбонат кальция.

Песчаные отложения, как правило, мономиктовые или почти мономиктовые: главным компонентом является кварц, а зерна полуразложжен-

ного (каолинизированного) полевого шпата и чешуйки слюд составляют в среднем 5—10% фракции 1,0—0,1 мм. В спектре тяжелых минералов устойчивые — циркон, гранат, рутил преобладают над энидотом, роговой обманкой и титанистыми минералами.

По соотношению стойких и нестойких компонентов пески каменской свиты являются как бы зеркальным отражением полимиктовых песчаных пород юры, для которых типична в большинстве случаев равная роль стойких и нестойких минералов либо преобладание вторых над первыми.

Зерна песчито-псаммитовой размерности в песках и глинах имеют низкую степень окатанности. Хорошо оглаженные частицы встречаются редко и, вероятно, попали в захоронение уже в обработанном виде из подстилающих толщ.

В образовании формации, наряду с глинами и песками участвуют пласты лигнита мощностью до 10—15 м. В каменской свите Кырминской синклинали имеется один пласт лигнита, приуроченный к средней части ее разреза. Местами он расщепляется на два пласта маломощным песчано-глинистым «междупластием». Во многих случаях лигниты содержат каплеобразные сгустки прозрачной янтареподобной смолы. На плоскостях лигнитовой щепы попадаются изредка остатки насекомых. Так, в слое лигнита в скв. 34 по нашим сборам Г. Р. Колосницына определены остатки крыльев из отряда Coleoptera. В каменской свите Нуха-Нурской синклинали местами пересечено четыре пласта лигнита малой мощности (1—3 м).

Любопытно отметить, что при пестрой фациальной изменчивости глин, глинистых песков и песков, довольно быстро переходящих друг в друга по простиранию и вкрест простирания, пласты лигнита бывают выдержаны вдоль синклиналей на расстояние в несколько километров, причем иногда мощность их изменяется от 1 до 10 м и более. Имея максимальную толщину в замках складок, они плавно выклиниваются на крыльях, не примыкая, однако, непосредственно к юрскому или кембрийскому «фундаменту», либо постепенно поднимаются по крылу синклинали до пересечения с постелью лежащих выше неогеновых отложений или же выходят на дневную поверхность. В последнем случае угольный пласт проходит в некотором удалении от выходов юры и палеозоя.

Отложения свиты в районе распространения юры относятся к числу практически бескарбонатных, лишь изредка диффузно рассеянный аутигенный кальцит входит незначительной примесью в состав глинистого цемента песчаников. В глинах констатирован в нескольких случаях аутигенный сидерит в форме мелких (до 3 мм) шариковых стяжений концентрического строения в ржавой железисто-глинистой кавернозной «рубашке». Простои с этими стяжениями всегда четко выделяются на общем белом или сером фоне глин своей пестрой окраской в железистых оранжево-красных тонах, причем пигментация имеет, несомненно, вторичный характер, будучи обусловленной частичным или полным разложением микроконкреций сидерита и сульфидов железа. Окислы железа в глинах каменской свиты, по-видимому, вообще имеют вторичное происхождение; собственно диагенетические аутигенные минералы железа здесь представлены химическими соединениями восстановительной среды — сидеритом и шпритом. Из других аутигенных минералов отмечаются антаз и брукит, образующие псевдоморфозы по выщелоченному апатиту.

Изложенное относится к каменской свите юго-западной части Ангаро-Ленского междуречья, т. е. к территории, на которой в современном денудационном срезе юрские отложения все еще играют видную роль. Во время формирования каменской свиты покров юры был, несомненно, и более мощным и более сомкнутым. Это предположение, очевидно, не нуждается в особых доказательствах, ибо вытекает из всей совокупности данных о развитии междуречья в течение кайнозоя. Следовательно, каменская свита Нуха-Нурской синклинали и юго-западной части Кырминской

синклинали является сугубо провинциальной, в том смысле, что здесь она сформирована за счет разрушения в основном юрских полимиктовых отложений и отражает, в общем случае, их минералогическую ассоциацию, сильно измененную довольно мощным выветриванием в мел-палеогеновое время.

О характере каменной свиты северо-восточной части междуречья, где питающим субстратом для нее служили карбонатные и терригенные породы нижнего и верхнего кембрия, в настоящее время можно составить лишь самые общие представления, так как здесь третичные отложения разбурены еще недостаточно и сама каменная свита не столь резко, как на юго-западе, литологически отделяется от лежащих выше отложений неогена. Мы располагаем пока данными одного разреза, наличие палеогеновых отложений в котором как будто подтверждается палеофлористическим материалом.

На северо-восточной центриклинали Кырминской синклинали в разрезе скв. 546, пробуренной у с. Корсаково, на доломитах и известняках нижнего кембрия залегают:

	Мощность, м
1. Глина буровато-красная, песчаная, с зелеными глазками и прожилками, мелкой галькой и щебнем местных бордовых алевролитов верхолеской свиты и окремелых доломитов ангарской свиты; встречаются прослойки с марганцево-железистыми гранулами. В самом низу в красной глине содержится до 30% щебня кремнистых пород; эта часть разреза, мощностью 5 м, соответствует, по-видимому, карстовому краснозему (terra rossa). . .	33,0
2. Глина буровато-серая с сиреневыми пятнами, содержащая редкий щебень темно-серого кремня	9,0
3. Рыхлый конгломерат из галек кварца и кремня в серовато-коричневой песчанистой глине	5,0
4. Бурая глина, содержащая в отдельных прослоях мелкие пятна белого мергеля и щебень темно-серого и черного кремня	22,0
5. Известняк белый, слегка кавернозный	0,4
6. Глина темно-серая, слабопесчаная, с неясно очерченными белыми и зеленовато-серыми пятнами и редким щебнем кремня	21,0
7. Известняк серый, пористый	0,2
8. Глина серая, пластичная, жирная на ощупь, с пятнами желтой глины и обугленными растительными остатками	4,0
9. Лигнит бурый, сланцеватый, с ясно различимыми отпечатками листьев и стеблей древесных растений, прослоенный черной углистой глиной.	1,7

Выше по разрезу следует 69-метровая толща фаунистически охарактеризованных отложений неогена (см. описание баяндайской свиты).

Состав каменной свиты в северо-восточной части междуречья несколько отличается от такового на юго-западе. Иным становится прежде всего спектр глинистых минералов, в частности, характерное на юго-западе преобладание каолинита здесь заменяется полиминеральной ассоциацией, в которой наряду с каолинитом существенное значение приобретают гидрослюда и минералы монтмориллонитовой группы. Далее, отложения каменной свиты на юго-западе практически бескарбонатны, в лучшем случае карбонаты железа и кальция здесь образуют микроскопления в форме мелких стяжений, которые лишь изредка встречаются на различных уровнях свиты, в то время как на северо-востоке, в приленском секторе междуречья, появляются изредка тонкие (0,2—0,4 м) прослойки крепких мергелистых известняков. В этом направлении, следовательно, возрастает роль карбонатного материала, хотя в целом его значение довольно скромно. Как увидим ниже, интенсивное осажждение карбонатов происходило во время накопления баяндайской свиты, в составе которой пресноводные известняки и мергели становятся уже формациобразующими.

Во всех других отношениях состав каменной свиты остается в основном одинаковым по всему междуречью. Среди этих общих черт следует отметить в первую очередь преобладание глин над алевро-псаммитовыми отложениями и вообще тонкозернистость ее состава. Гравийно-галечные

осадки практически отсутствуют, их участие в сложении свиты ограничивается локальным появлением одного, в лучшем случае двух-трех маломощных прослоев на различных уровнях разреза. Из множества скважин, вскрывших в Кырминской и Нуха-Нурской синклиналях каменскую свиту на всю ее мощность, можно назвать не более одного десятка таких, в которых представлены тонкие прослои гравийно-галечных мономиктовых (кварц, кварцит) отложений; как правило, псефитолиты отсутствуют по всему разрезу свиты.

Формирование отложений каменской свиты в основном за счет мел-палеогеновой коры выветривания наложило отпечаток на минералогический состав ее обломочных компонентов. При этом происходил снос в бассейны накопления алевритово-песчаных частиц и кремня, разбавленных в различной мере глинистым материалом, качественный состав которого изменялся в зависимости от изменения состава материнского субстрата. Отсюда — полная или почти полная мономиктовость песков и алевритово-песчаной подмеси в глинах, составляющая вторую общую черту каменской свиты, независимо от того, залегают ли ее отложения на юре или на породах кембрия. Надобно заметить, что и во время накопления каменской свиты выветривание в областях сноса шло в том же качественном направлении, как и до начала накопления, ибо в противном случае, вероятно, не было бы столь полного сходства между составом глинистого спектра коры выветривания и глин каменской свиты, какое с предельной ясностью выражено в районе распространения литофаций полимиктовых и аркозовых песчаников юры. Если бы выветривание в процессе накопления свиты протекало качественно иначе чем ранее, то это привело бы к изменению минералогического состава коры выветривания, а вслед за этим и к различиям в составе глинистых минералов осадочных пород и глинистых минералов подстилающей коры выветривания. Очевидно, гипергенные процессы в областях сноса сохранили в позднем палеогене прежний путь развития.

И, наконец, третью интразональную черту свиты составляет присутствие в ней лигнитов, обнаруживающих во многих случаях тяготение к средней части разреза. Привлекает к себе внимание устойчивость торфо-накопления, приведшая к формированию довольно мощных (до 40 м) и выдержанных лигнитовых пластов. Реализация такого значительного торфонакопления требовала не только особого тектонического режима, но, несомненно, и влажного климата. В этой связи, следуя Н. М. Страхову (1962), можно каменскую свиту отнести к разряду типичных гумидных формаций платформенного (тектонически) или равнинного (геоморфологически) режима.

В фаціальном отношении каменская свита представляет собой пестрое в плане и разрезе сочетание отложений различных генетических типов — делювия, аллювия, озерных и болотных, слои и линзы которых тесно переплетаются. Из указанных типов наименьшее значение имеет, пожалуй, аллювий, поскольку среди псаммитовых отложений довольно редко встречаются хорошо отмытые от глинистой мути. Имеются в виду, следовательно, небольшие и вялые речки, в руслах которых обработка и дифференциация материала не была достаточно полной, даже если они текли по озерно-болотным низинам вдоль прогибов. Основное значение в транспортировке материала к последним имел делювиальный смыв, плавно стачивавший низкие водосборы и медленно заполнявший прогибы. Достигнув краев низин, делювий проникал далее внутрь их или же разбирался небольшими речками на питание твердого стока.

Литолого-фаціальные особенности каменской свиты характеризуют ее как сугубо автохтонное образование, сформировавшееся из местного материала. В результате сказанного становятся понятными такие ее особенности, как низкая сортировка и обработка зернистого материала,

а также ошутимое изменение спектра глинистых минералов при переходе каменной свиты с юрских отложений на кембрийские. Более того, новые данные показывают, что в литологическом составе свиты отражаются и малозаметные частные изменения состава коренного субстрата в пределах одной и той же питающей провинции, например в поле распространения юры.

Данные о возрасте каменной свиты исчерпываются пока листовыми отпечатками флоры и богатыми пыльцевыми спектрами, главным образом из угольных пластов. В лигните, венчающем разрез свиты в скв. 546 у Корсаково (слой 9), П. И. Дорофеевым по нашим сборам 1960 г. определены семена и листья *Epipremnum cf. ceassum* C. et E. M. Reid., *Comptonia* sp., *Aldrovanda* sp., *Diclidocarya sibirica* Nikitin, *Decodon sibiricus* Dorof., *Cornus gorbunovii* Dorof., *Menyanthes parvula* Nikitin. Эти остатки, по его мнению, относятся, скорее всего, к флоре среднего — верхнего олигоцена. Спорово-пыльцевой спектр из этого же слоя содержит много пыльцы *Trapa* sp. 2, споры водного папоротника *Azolla* sp., а также пыльцу болотного кипариса и отражает локальный растительный ценоз неглубокого водоема и его окрестностей. Лиственные древесные формы в спектре представлены пыльцой грецкого ореха — 10%, дуба — 3%, ильма — 3%, бука — 1%, граба — 2%, каштана — 2%, березы — 15%, липы, клена и некоторых субтропических пород (сумах, магнолия и мирты). Довольно высок процент пыльцы хвойных из сем. Pinaceae (*Abies* sp., *Tsuga* sp. — 10%, *Picea* секции *Eupicea* — 10%, *Pinus* подрода *Haploxyylon* и *Pinus* подрода *Diploxyylon* — 10—15%). Пыльцевые комплексы подобного состава более характерны для миоцена, однако пыльца водяного ореха, достигающая 40%, резко отличается от пыльцы *Trapa* sp. из миоценовых отложений Прибайкалья и Присаянья. По мнению Е. Д. Заклинской, обилие пыльцы *Trapa* sp. 2 не дает оснований для отрицания позднеолигоценового возраста вмещающих отложений.

Гораздо богаче и стратиграфически показательнее спорово-пыльцевые комплексы каменной свиты района сел Хара-Нур и Хуты (Кырминская синклиналь), Нуха-Нур и Еленинского (Нуха-Нурская синклиналь). В их составе явно преобладает пыльца широколиственных и лиственных пород (70—90%), главным образом семейств Fagaceae и Betulaceae. Леса существенно состояли из каштана, дуба, бука, ильма, граба, гикори, липы, клена, ясеня, грецкого ореха, лещины, различных берез, ольхи. Хвойные деревья, пыльца которых составляет от 6 до 20%, представлены в основном экзотическими елями и соснами нескольких секций, пахтой, кедром, дакридиумом, болотным кипарисом, ногоплодником. К этому мезофильному «костяку» леса примешивались субтропические породы — ликвидамбар, сумах, стеркулия, тюльпанное дерево, падуб, магнолия, миртовые, восковниковые. В совокупности пыльца этих форм составляет до 10—12%.

В качестве характерной особенности спорово-пыльцевых комплексов следует отметить большое количество трехпоровой кверкоидной и каштановидной пыльцы покрытосеменных растений, не поддающейся пока более точной систематической диагностике, а также присутствие трех- и четырехпоровых форм таких проблематических групп, как *Aquilarollenites* и *Extratetrapollenites*.

Родовой состав спорово-пыльцевых комплексов не оставляет никаких сомнений в том, что территория Ангаро-Ленского междуречья во время накопления осадков каменной свиты была занята пышными хвойно-широколиственными лесами, близкими к олигоценовым лесам Арало-Тургая, Западно-Сибирской низменности и Енисейского края (Яншин, 1953; Криштофович, 1955; Заклинская, 1959; Боголепов, 1961). Состав растительности с достаточной ясностью свидетельствует о мягком, умеренно теплом или даже субтропическом, типично гумидном климате.

Палинологические данные, таким образом, подкрепляют вывод о принадлежности каменной свиты к ряду гумидных формаций.

В поисках возрастных и литогенетических аналогов каменной свиты на территории Южной Сибири нельзя не отметить ее сходства, можно сказать, даже тождества, с хорошо описанной К. В. Боголеповым (1955а, б, 1961) бельской свитой Енисейского края, точнее — с нижней и средней частью ее разреза, охарактеризованной пыльцевыми комплексами широколиственной тургайской флоры с примесью жестколистных субтропических форм. Во впадинах байкальского типа каменной свите хронологически соответствует нижняя, местами весьма насыщенная бурями углями половина разреза третичных отложений, охарактеризованная на юго-восточном (танхойском) побережье Байкала богатым комплексом малакофауны захоронения на р. Половинке, а в дельте р. Селенги — спорово-пыльцевыми комплексами того же типа, что и в каменной свите. Возраст последней следует принять пока в границах всего верхнего отдела палеогеновой системы, так как для более точных стратиграфических корреляций данных еще недостаточно.

Баяндайская свита

Баяндайская свита объединяет все те отложения, неогеновый возраст которых не вызывает сомнений. Дальнейшие исследования, вероятно, позволят обнаружить в ее вертикальном разрезе признаки более дробного расчленения, и тогда баяндайская свита будет подразделяться на ряд самостоятельных стратиграфических единиц — отделов или ярусов неогена. Некоторые из этих признаков вырисовываются уже сейчас, но из-за нечеткости еще не могут быть с уверенностью использованы для стратиграфии.

Несмотря, однако, на широкий хронологический диапазон (миоцен — нижний плиоцен), баяндайская свита едина в том смысле, что представляет собой литологически и фациально более или менее однородный комплекс отложений, однотипную геологическую формацию, развитие которой шло в обстановке мало изменявшихся условий тектонического режима и климата.

Рассмотрим ряд конкретных разрезов свиты по направлению на северо-запад от синклинали к синклинали, вкrest простирания зоны гребневидных складок краевого Ангаро-Ленского прогиба.

Отложения баяндайской свиты образуют вдоль края Онотской возвышенности ряд небольших пятен, приуроченных к депрессионной полосе северо-восточного простирания, названной Е. В. Павловским и Н. В. Фроловой Хамнейской долиной. Именно в этих пятнах в 1939 г. ими обнаружены развалы известняков и известняковых туфов с раковинами легочных гастропод. Здесь же найдена основная масса ракушников, собранных в 1947 г. А. С. Кульчицким и определенных Г. Г. Мартинсоном (1949а, б). Выходы баяндайской свиты здесь встречены в контуре протяженной Самодурово-Вяткинской синклинали.

В этой краевой части зоны распространения третичных отложений Ангаро-Ленского междуречья состав свиты весьма своеобразен. Для нее характерно явное господство карбонатных отложений — хемогенных и органогенных известняков и мергелей, прослоенных известковистыми глинами. Например, в скв. 540 у с. Лидинского (см. рис. 17) на доломитах, известняках и мергелях нижнего кембрия залегает 26-метровая толща закарстованных трещиноватых грязно-белых массивных и пористых (туфоподобных) известняков, в том числе ракушняковых, мергелей, мергелистых известняков и глин. Комплекс моллюсков внизу и вверху разреза в основном одинаков. По определению С. М. Поповой, в него входят *Galba linnaeiiformis* (Martinson), *G. compacta* (Martinson), *G. gracilentia* (Martinson), *Radix teilhardi* (Ping) subsp. *minima* Martinson, *Anisus*

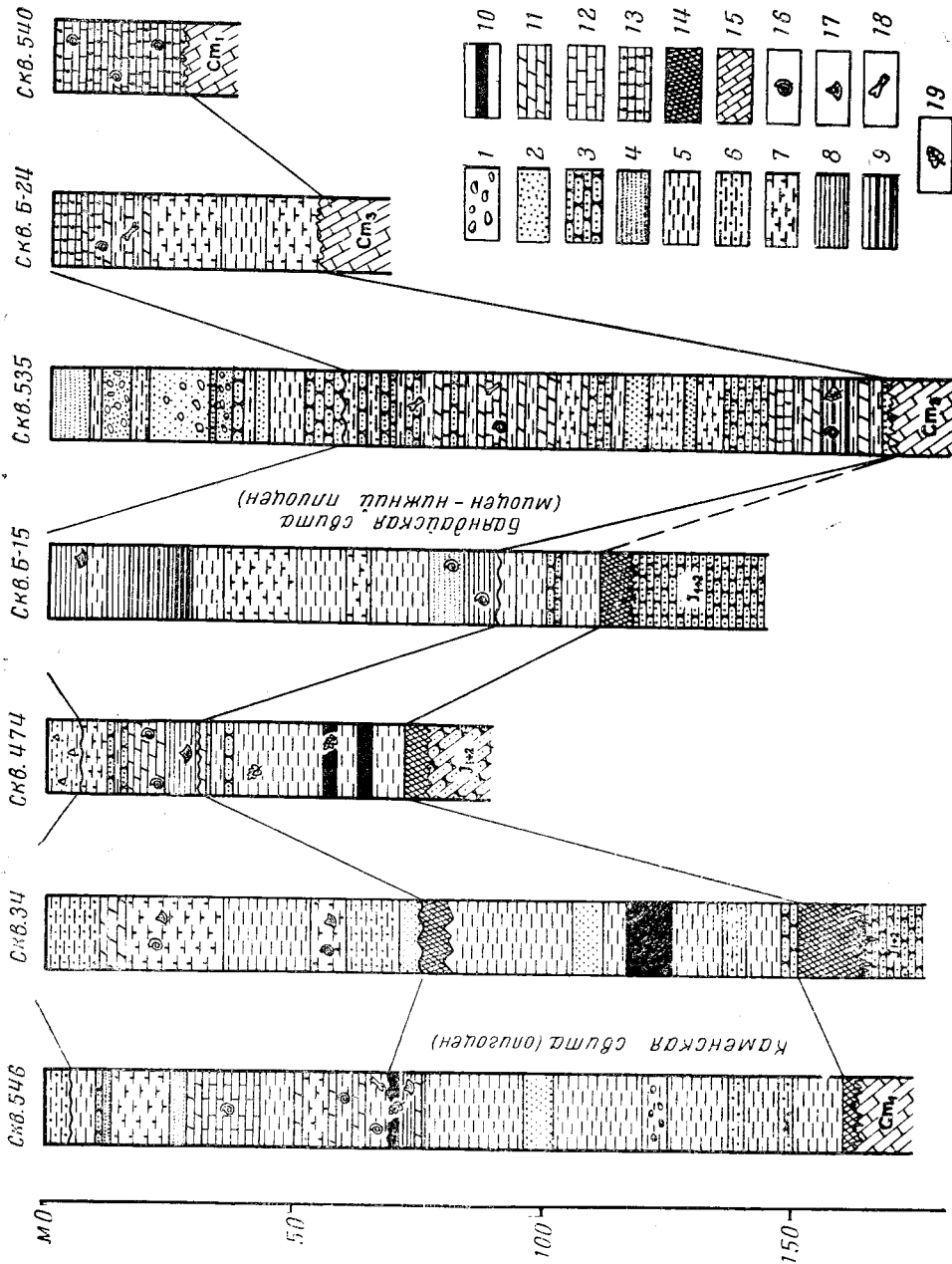


Рис. 17. Корреляционная схема третичных отложений Ангаро-Ленского междуречья по опорным разрезам.

1 — галечники; 2 — пески; 3 — песчаники; 4 — алевроиты; 5 — глины; 6 — песчаные глины; 7 — известковистые глины; 8 — листоватые сланцы; 9 — углито-глинистые породы; 10 — лигиты (бурые угли); 11 — мергели; 12 — известняки; 13 — ракушечниковые известняки; 14 — кора выветривания; 15 — доломиты, известняки, мергели нижнего кембрия; 16 — моллюски; 17 — ostracods; 18 — остатки позвоночных; 19 — отпечатки флоры

vorticoides (Martinson), *Gyraulus keideli* Schlosser, *Hippeutis minutus* Ping, *Planorbarius subalbus* (Martinson), *Hydrobia ventrosa* (?) Braun, *Opeas pyrgula* Schmack et Bittg. Встречено множество экземпляров моллюсков; преобладающим видом является *Planorbarius subalbus*. Комплекс характерен для неглубокого озера, так как его составляют почти исключительно легочные моллюски. Раковины наземного *Opeas pyrgula* были снесены в водоем с берега.

В скважине Б-24, пробуренной в 2 км к северо-западу от с. Лидинского, на водоразделе р. Булги и ключа Толстовского, баяндайская свита достигает мощности 53 м, увеличиваясь за счет наращивания разреза нижними горизонтами. Верхняя часть разреза, мощностью 34 м, и здесь сложена переслаивающимися глинами, известняками и мергелями. Ниже следуют зеленовато-серые глины с некрупными желваками грязно-серого известняка, залегающие на лилово-бордовых песчаниках и аргиллитах верхнего кембрия. В известняках и мергелях верхней части разреза содержатся раковины моллюсков тех же видов, что и в описанном выше разрезе, а также мелкие обломки панцирей черепах и костей рыб.

К северо-западу от Хамнейской долины расположена одна из самых крупных на междуречье Хоготская (Баяндайская) долина¹. В северо-восточной ее части баяндайская свита, как правило, скрыта под эоплейстоценовым манзурским аллювием мощностью до 50—70 м и лишь на юго-западе, в окрестностях с. Баяндай, она залегает непосредственно у поверхности. Здесь нет сколько-нибудь заметных обнажений свиты, за исключением мелких замкнутых карьеров у с. Мельзаны с их известными еще со времени А. Л. Чекановского зелеными и белыми мергелями, содержащими крупные желваки белого окремненного доломита характерной почковидной формы. Несмотря на то, что Хоготская долина среди ей подобных наиболее хорошо исследована (только в с. Баяндай и его ближайших окрестностях сосредоточено свыше 30 скважин), баяндайская свита на всю свою мощность пройдена скважинами лишь в немногих случаях. Приведем два разреза, дающих наиболее полное представление о ее составе и мощности.

В скважине 526, расположенной в самом Баяндае, на каолинизированных зеленовато-серых и белых песчаниках юры, подстилаемых доломитами и аргиллитами нижнего кембрия, залегают:

	Мощность, м
1. Глина зеленовато-серая с прослоями белого известковистого кварцевого песчаника	5
2. Глина зеленовато-серая, песчанистая, с тонкими прослоями пещно-зеленого песчанистого мергеля и желтовато-белого песчанистого крепкого известняка, содержащего фрагменты черепашьего панциря, позвонки рыб, резцы грызунов, обломок эмали зуба хищника и крошку раковины плянорбид	26
3. Глина зеленовато-серая с прослоями песчаника, содержащего мелкую гальку кварца и кварцита	22
4. Глина черная, тонкодисперсная	15
5. Глина различных оттенков зеленого цвета, песчанистая, с редкими прослоями кварцевого и полевошпатово-кварцевого песчаника мощностью от 0,5 до 2,5 м, иногда слегка известковистая	68
6. Четвертичный аллювий (3 м) и кроющийся его буровато-желтый делювиальный суглинок (2 м)	5

Мощность баяндайской свиты в этом разрезе 136 м.

Привлекает внимание тяготение к низам баяндайской свиты известняков и мергелей, содержащих остатки позвоночных. Эта особенность разреза представляется в данном случае чрезвычайно важной, поскольку

¹ Эти депрессионные продольные понижения, разделенные линейными грядами антиклиналей, в действительности являются ядрами молодых синклиналей, с предельной четкостью выраженных в современном рельефе. Лишь морфологически они подобны настоящим долинам и за таковые до сих пор принимаются некоторыми геоморфологами. Здесь и далее название «долина» употребляется как синоним синклинали.

позволяет приблизиться к пониманию структуры третичной толщи. Дело в том, что в то время как в Баяндае, расположенном приблизительно по оси Хоготской синклинали, горизонт с карбонатными породами мощностью около 30 м залегает на глубине 110 м от поверхности, в 2—3 км к юго-востоку отсюда, у края долины в окрестностях с. Мельзаны, карбонатные породы с характерными натечными стяжениями залегают у самой поверхности. Трудно допустить, что на таком коротком расстоянии мог появиться второй самостоятельный горизонт с карбонатными отложениями. И в Баяндае и у Мельзан встречен по всем признакам один и тот же горизонт, плавно восстающий к юго-востоку по крылу Хоготской синклинали.

Другой полный разрез баяндайской свиты вскрыт скв. 535 (см. рис. 17) близ с. Шухургун, в 6 км к северо-востоку от Баяндая. На вишнево-бордовых и голубовато-зеленых песчаниках, аргиллитах и мергелях верхоленской свиты здесь залегают:

	Мощность, м
1. Песчаник зеленовато-серый, глинистый, с мелкими червеобразными и округлыми стяжениями аутигенного мелкокристаллического маркизита	2
2. Глина известковистая и мергель, голубовато-зеленые, плотные, с червеобразными черными стяжениями мельпиковита и обломками раковин плянорбид и <i>Galba</i> sp.	2
3. Лигнит черный, глинистый, сланцеватый, прослоенный черной углистой глиной с неясными отпечатками листьев, раковинами <i>Galba</i> sp., <i>Gyraulus</i> sp., <i>Segmentina</i> ? sp., <i>Planorbarius subalbus</i> , <i>Ostracoda</i> sp. и оогониями харофитов	3
4. Известняки и мергель белые, кремовые, песчанистые, с диагенетическими тонкими прерывистыми трещинами, инкрустированными вторичным кальцитом, с битой ракушей гастропод <i>Anisus</i> sp., <i>Planorbarius</i> sp.	13
5. Песчаник светло-коричневый и розовый, разнозернистый, слоистый	9
6. Глина светло-серая, песчанистая, пятнами обожренная	5
7. Песчаник розовато-коричневый, тонкослоистый, разнозернистый, полимиктовый. Цемент глинистый	7
8. Глина светло-серая, песчанистая, с пятнами и разводами охры	5
9. Песчаник коричневый с зеленовато-серыми «глазками», существенно кварцевый, на глинистом цементе	3
10. Глина зеленовато-серая, песчанистая, с «глазками» белой известняковой раковины	3
11. Песчаник, аналогичный слою 9.	4
12. Переслаивание глин, мергелей, известняков, изредка песчаников светло-зеленого, серого и белого цвета; преобладают известняки и мергели со вторичным кальцитом по трещинам, с обломками раковин плянорбид и фрагментами скелетов рыб и грызунов	34
13. Переслаивание песчаников светло- и темно-серых, мелкозернистых, содержащих мелкие обломки костей, с глинами и алевритами, темно-серыми и бурыми, песчанистыми, с конкрециями лимонита; мощность слоев от 1 до 3 м.	15
14. Галечник в светло-сером с ржавыми разводами полевошпатово-кварцевом песке; состоит из галек кварца и кварцита	3
15. Песчаник светло-серый с обильными разводами гидроокислов железа	6
16. Переслаивание глин, светло-серых и пятнистых, содержащих конкреции бурых окислов железа, с песком светло-серым, кварцевым, разнозернистым	12
17. Песчаник ржавый, разнозернистый, существенно кварцевый. Цемент глинисто-лимонитовый	1
18. Пески и полурыхлые песчаники, светло-серые и коричневые, непременно с галькой кварца и кремнистых пород, пятнами интенсивно проокисленные вплоть до обособления конкреций лимонита; встречаются тонкие (до 20 см) прослои кирпично-красных и светло-серых песчанистых глин	17
19. Глина серая, песчанистая	4
20. Песок светло-серый, кварцево-полевошпатовый, с галькой кварца, кварцита, гранита, ортофира средних размеров	8
21. Плейстоценовый суглинок красно-коричневый, делювиальный	8

К баяндайской свите в данном разрезе относятся слои, залегающие ниже галечника слоя 14, общей мощностью 105 м. Слоем 14 начинается

разрез интенсивно обохренных и довольно грубых отложений эоплейстоцена мощностью 51 м. В отличие от разреза в Баяндае (скв. 526), где карбонатные породы тяготеют к нижней половине свиты, здесь мергели и известняки встречаются по всему разрезу. Они обособляются в два горизонта: нижний, мощностью около 20 м, приуроченный к низам свиты, и верхний, более мощный (до 35 м), тяготеющий к ее кровле. Трудно решить, какой именно из них соответствует карбонатному горизонту в скв. 526. Но по ряду косвенных признаков коррелятивным следует считать нижний, поскольку он занимает сходное положение в разрезе и залегает примерно на одинаковом гипсометрическом уровне. В этом горизонте, как и в скв. 526, встречаются костные остатки. Последнему обстоятельству мы придаем особое значение, поскольку оно свидетельствует о наличии в баяндайской свите захоронений ископаемых позвоночных, которые при известных условиях могут оказаться доступными для специальных раскопок.

В соседней к северо-западу узкой Еленинской долине, совпадающей с так называемой Сухожудской синклинали юрских отложений, состав баяндайской свиты становится несколько иным. У с. Елининского (см. скв. 474, рпс. 17) на каолиновых и гидрослюдисто-каолиновых глинах и кварцевых глинистых песках каменской свиты залегают:

Мощность, м

- | | |
|---|----|
| 1. Зеленые известковистые и светло-серые бескарбонатные каолинт-монтмориллонитовые глины; в зеленые глины включены некрупные стяжения грязно-белой извести, раковинная крошка гастропод | 16 |
| 2. Глина каолинт-гидрослюдисто-монтмориллонитовая, серая, слабобесчанная, бескарбонатная, со стяжениями бурого лимонита и редкими прослоями желтого песчаника | 11 |

Выше следует симметричная толща четвертичных покровных суглинков с галькой экзотических и местных пород. Малая мощность баяндайской свиты (24 м) обусловлена положением скв. 474 на северо-западном крыле синклинали. Примечательно также наличие вверху разреза (слой 2) бескарбонатных глин с «картечинами» лимонита.

К юго-западу отсюда, уже на замыкании Еленинской синклинали у оз. Нуха-Нур, разрез баяндайской свиты выглядит следующим образом.

На белых полурыхлых кварцевых песчанках, цементированных каолинт-гидрослюдистым агрегатом и представляющих собой, скорее всего, глубоко элювированную полимиктовую юру, залегают:

Мощность, м

- | | |
|---|----|
| 1. Алевролиты и глины темно-серые, тонколистистые | 10 |
| 2. Глина темно-серая, слабоизвестковистая, с присыпкой мелких раковин остракод по сланцеватости | 5 |
| 3. Алевролит зеленый и серый, слабоизвестковистый, с редкими обломками лимонид и пляворбид | 9 |
| 4. Глины бурые, буровато-зеленые и черные, прослоями песчанистые, нередко сланцеватые | 36 |
| 5. Пересланяние тонколистистых («бумажных») сланцев с темно-серыми и черными глинами; преобладают сланцы, иногда углистые, зеленовато-черного цвета, реже встречаются темно-серые, легкие на вес (плавают в воде) диатомово-глинистые сланцы, колющиеся на пластинки толщиной в соте доли миллиметра, каждая из которых соответствует самостоятельному слою. Белые слои состоят целиком из ошаловых створок диатомей и разделены слоями глинистого состава. По плоскостям сланцев наблюдается обильная присыпка остракод, из-за плохой сохранности не поддающихся точному определению, а также отдельные деформированные раковины лимонид и пляворбид | 20 |
| 6. Глина темно-бурая, пятнами серовато-зеленая, тонкодисперсная, слабоизвестковистая | 10 |

Из приведенного разреза видно, что кроме глин и песчанков «свитообразующее» значение в Нуха-Нурской синклинали приобретают тонколистистые сланцы, в том числе диатомово-глинистые.

Привлекает внимание полное отсутствие пластов известняков и мергелей, которые, как было показано выше, составляют характерную

черту разреза баяндайской свиты в Хоготской и Хамнейской синклиналих. Участие карбонатов в Еленинской синклинали ограничивается подмесью (10—25%) к глинам аутигенного кальцита, обыкновенно тонко рассеянного, реже образующего вторичные стяжения грязно-белого цвета. Часть карбонатного материала в отдельных прослоях сосредоточена в биогенной форме (раковины гастропод и остракод).

Далее на северо-запад неогеновые отложения широко распространены в Кырминской синклинали — самой протяженной (около 100 км) из молодых структур Ангаро-Ленского междуречья. По данным бурения (скв. 34 у с. Хуты), они залегают на пестроцветной, интенсивно проохренной коре выветривания палеогеновых глин. Разрез (см. рис. 17) этих отложений начинается глинистыми, существенно кварцевыми песками с мелкой галькой, которые, переслаиваясь с песчанистыми глинами, образуют как бы базальную пачку мощностью 12 м. В верху этой пачки породы известковисты. Выше следует 53-метровой пачка зеленоцветных (светло-зеленых, грязно-зеленых, серых) каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин, как правило, карбонатных и песчанистых, с редкими и маломощными прослоями известковистого полевошпатово-кварцевого песчаника. В отдельных прослоях довольно много битой ракушки легочных моллюсков; отмечаются круглые и червеобразные стяжения мелкокристаллического марказита, окруженные черным ореолом мельниковита. В кровле пачки наблюдаются крупные брекчиевидные стяжения белой пелитоморфной известки.

Разрез неогена здесь завершается 10-метровой пачкой серых с пятнами и разводами охры бескарбонатных песчанистых глин существенно монтмориллонитового состава, в которых сосредоточены еще тонкие прослои полевошпатово-кварцевого песка. Эта пачка отличается от лежащей ниже зеленоцветной пачки известковистых глин не только цветом и отсутствием карбонатов, но и аномально высоким содержанием гидроокислов железа. Последние образуют, кроме разводов и пятен пигментации, еще и крупные (1,5 см) рудные бобовины концентрического строения.

Наиболее существенными деталями данного разреза являются: во-первых, залегание толщи неогеновых осадков на палеогене в виде пачки относительно грубозернистых базальных отложений, причем в подстилающих палеогеновых глинах хорошо различимы признаки выветривания; во-вторых, наличие в верху разреза пачки бескарбонатных железистых глин, которая связана с мощной зеленоцветной пачкой известковистых глин довольно резким переходом, но без заметных изменений гранулометрического состава отложений. Аналогичная пачка венчает разрез неогена и в соседней Еленинской синклинали (скв. 474), а также наблюдалась Г. Г. Литвинцевым и Б. П. Фицевым (устное сообщение) в некоторых других скважинах бассейна р. Каменки. Все это свидетельствует о том, что в толще неогена кроме типичных для нее карбонатсодержащих песчано-глинистых отложений, слагающих большую (по мощности) часть разреза, имеется маломощная (10—20 м) крошечная пачка бескарбонатных глин и песков, относительно пересыщенных железом, которое, здесь, в отличие от главной пачки, представлено в форме окисных соединений.

Эта же пачка прослеживается на северо-восточном окончании Кырминской синклинали, т. е. в бассейне р. Лены. В разрезе у с. Корсаково (скв. 546) неогеновые отложения выглядят следующим образом (снизу вверх):

Мощность, м

1. Черные алевролиты с кусочками бурого угля и прослоем светлосерого тонколистоватого сланца, в котором содержится масса деформированных раковин остракод и моллюсков семейств *Limneidae* и *Planorbidae* и редкие кусочки костей позвоночных 2

2. Глина известковистая, с прослоями мергеля, светло-зеленая, серовато-синяя, тонкодисперсная, с остатками растительных стеблей и извили-

стыми жилками, до 7 см в длину, микрокристаллического аутигенного шпирита; встречаются деформированные раковины <i>Gyraulus keideli</i> , <i>Planorbarius</i> sp. и других плянорбид и лимнейд; глинам в отдельных прослоях свойственна шаровая текстура с ядрами из аутигенного шпирита	12
3. Алеврит слюдистый, тонкослоистый	2
4. Переслаивание серых бескарбонатных глин и глин светло-зеленых, известковистых, с неясно очерченными выделениями мергеля	12
5. Известняк глинистый, сиреневый, пещеристый, с прослоями светло-зеленой известковистой глины	15
6. Алеврит желтый, пятнами обохренный, косослоистый, с линзочками мелкозернистого полевошпатово-кварцевого песка	4
7. Глина темно-серая с прослоями черной	12
8. Песчаник серый, мелкозернистый, прослоями густо обохренный разнотоннозернистый, с гравием	2
9. Алеврит зеленовато-серый, песчаный, косослоистый.	4
10. Глина темно-серая, прослоями черная, песчаная, тонкослоистая, с обильными бобовинами лимонно-желтого ярозита и бурого лимонита	2
11. Песчаник ржаво-бурый, железистый, косослоистый, с прослоями серого алеврита	1
12. Четвертичная супесь, лёссовидная, с раковинами <i>Vertigo</i> sp., <i>Valonia</i> sp.	5

Нижние слои, по пятый включительно, составляют карбонатсодержащую часть разреза с характерной для нее двухвалентной формой аутигенного железа, в то время как слои с 8-го по 11-й бескарбонатны, сильно насыщены в отдельных интервалах окислами железа и в целом более грубозернисты, чем лежащие ниже. Из-за отсутствия карбонатной примеси слои 6 и 7 следовало бы причислить к верхней пачке, но в них не обнаруживаются признаков повышенной железистости и поэтому они рассматриваются как переходные между нижней и верхней частями данного разреза.

Как видно, верхняя (бескарбонатная) пачка представляет собой литологически обособленный, довольно выдержанный на территории междуречья горизонт неогена; после получения необходимых палеонтологических или палеофитологических обоснований его можно рассматривать как самостоятельную свиту, возраст которой будет вряд ли древнее нижнего плиоцена (см. ниже).

Все описанные выше разрезы, за исключением скв. 546, относятся собственно к территории водораздела рек Каменки и Манзурки, являющейся в отношении распространенности третичных отложений по площади классическим районом на всем Ангаро-Ленском междуречье. К юго-западу отсюда они вновь появляются уже в бассейне р. Куды, в виде двух прерывистых лент, следующих вдоль шарниров Ордынской и Сухокудской синклиналей. На северо-восточной центриклинали, первой в районе с. Ользоны, баяндайская свита сложена темно-серыми, зеленовато-серыми, реже белыми глинами, алевритами, слабо сцементированными песчаниками, с прослоями лигнита преимущественно в нижней половине разреза. Здесь мощность свиты достигает 300 м и является пока максимальной на междуречье. Однако не исключено, что в эту цифру включена еще и мощность подлежащих палеогеновых отложений. Спорово-пыльцевой комплекс из слоя лигнита, взятого на глубине около 200 м, оказался, по определению Л. Н. Гутовой, типично неогеновым. В других скважинах, расположенных юго-западнее с. Ользоны по простиранию той же синклинали, мощность третичных отложений обычно не превышает 150 м, и в нижней части разреза содержатся спорово-пыльцевые комплексы, характерные, по определению Г. И. Таракановой, для неогена. Это и дает основание предполагать, что в Ордынской синклинали третичные отложения представлены только неогеном. Между прочим, в Хоготской синклинали, лежащей на продолжении Ордынской и составляющей с ней единую структурную зону, также не обнаружено палеогеновых отложений. Последние, возможно, в этой зоне вообще отсутствуют.

В приангарском секторе междуречья состав свиты не испытывает существенных изменений по сравнению с северо-восточными районами, однако привлекает внимание почти полное отсутствие мергелей и известняков, столь характерных для нее на водоразделе рек Каменки и Манзурки и в приленском секторе междуречья. Карбонатные соединения участвуют лишь в форме примеси к глинам и пескам, реже в виде пятен и стяжений извести в глинистых породах. Степень насыщенности карбонатами здесь заметно ниже, чем во всех рассмотренных выше разрезах, что является отражением изменения состава питающей провинции с терригенно-карбонатного в северо-восточной части междуречья на терригенный в связи с погружением кембрийских отложений под юрские непосредственно к юго-западу от долины р. Каменки. Это обстоятельство со всей наглядностью подчеркивает автохтонный характер вещественного состава неогеновых отложений.

Главнейшие литолого-фациальные особенности баяндайской свиты устойчивы на всем междуречье. Среди них следует указать в первую очередь на господство глинистых пород, которые в совокупности с карбонатными слагают до 70—80% разреза свиты; в редких случаях их доля в образовании свиты снижается до 30—40%. В то же время по сравнению с олигоценовыми отложениями баяндайская свита более песчаниста и грубозерниста.

Глины баяндайской свиты — в основном полиминеральные и состоят обычно из смеси минералов монтмориллонитовой группы, гидрослюд и каолинита. Несколько реже в них обнаруживаются биминеральные ассоциации — монтмориллонита и гидрослюд, монтмориллонита и каолинита. На первом месте по распространенности и породообразующему значению находится монтмориллонит; по этой причине можно думать, что среди глин баяндайской свиты имеются полностью монтмориллонитовые разновидности.

Содержание обломочной примеси в глинах колеблется в широких пределах, но даже в наиболее чистых разновидностях оно не опускается ниже 7—10%. Увеличение содержания обломочного материала обеспечивает плавные переходы от собственно глин к глинистым алевритам и глинистым песчаникам.

В обломках-примесях главенствует алевритовая фракция и лишь в отдельных случаях преобладают зерна псаммитовой размерности. В тяжелой фракции представлены ильменит, рутил, гранат, циркон, лейкоксен, хромит, эпидот (редко) и амфибол (очень редко); кроме того, большую роль играют хорошо образованные кристаллы аутигенного пирита, а в глинах верхней части разреза — гидроокислы железа. В легкой фракции обломков-примесей преобладают кварц и выветрелые минералы, преимущественно полевые шпаты и слюды, на втором месте находятся свежие полевые шпаты, слюды и примесь углистого вещества.

Содержание свежего полевого шпата, как правило, ниже, иногда во много раз, содержания кварца, но оно более значительно, нежели в отложениях палеогена. Для тяжелой фракции, если исключить из нее аутигенный пирит, также характерно преобладание стойких к выветриванию минералов — ильменита, циркона, рутила, лейкоксена.

Для обломочных компонентов глин и песков типична низкая степень окатанности; подавляющее большинство зерен имеет слабо оглаженную либо даже остроугольную форму. Зерна совершенной окатанности встречаются редко и представлены по преимуществу кварцем, цирконом, ильменитом и гранатом.

Глинистые породы в подавляющем большинстве в той или иной степени карбонатны. Собственно известняки и мергели находятся с ними в тесной парагенетической ассоциации и нередко связаны постепенными переходами через известковистые глины и глинистые мергели. Карбонат-

ная часть в глинах либо равномерно рассеяна в виде пелитоморфной сингенетической примеси, либо образует стяжения в форме некрупных желваков и пятен, состоящих то из пелитоморфной извести, то из микрокристаллов кальцита.

Пожалуй, ни в каких иных континентальных толщах на юге Восточной Сибири пресноводные карбонатные отложения — известняки и мергели — не играют такой значительной роли, какая свойственна им в баяндайской свите Ангаро-Ленского междуречья. Уже при рассмотрении неогена Приольхонья обращалось внимание на свитообразующее значение карбонатных пород, но там их роль несомненно более скромная, нежели на междуречье. В разрезах приленской части последнего и особенно на водоразделе рек Мурии и Манзурка они составляют от $\frac{1}{10}$ до $\frac{1}{15}$ мощности свиты, а в некоторых случаях, например в окрестностях с. Лидинского, даже преобладают в разрезе, слагая толщу мощностью до 30 м.

Известняки и мергели образуют обычно пласты мощностью не более 1—2 м, расщепленные прослоями известковистой глины. В разрезах они редко бывают равномерно рассредоточенными по свите, а чаще образуют более или менее обособленные пачки, в которых переслаиваются с глинами и песчаниками на разных уровнях разреза (скв. 535).

Что касается разрезов окрестностей с. Лидинского (скважины 540, Б-24,) где известняками и мергелями сложена почти вся неогеновая толща и где они достигают мощности 30 м, несколько необычной для континентального осадконакопления, то судить о их принадлежности к верхней или нижней части баяндайской свиты очень трудно, ибо мы ничего не знаем о мощности и составе той ее части, которая залегала над известняками и была уничтожена денудацией. И все же, принимая во внимание значительную мощность карбонатных отложений и неповторяемость подобного явления в других разрезах, мы склонны думать, что лидинские разрезы, почти целиком состоящие из известняков и мергелей, соответствуют баяндайской свите в целом, а не какой-либо ее части. В данном случае мы имеем дело с выражением крайнего ряда фациальной изменчивости свиты, явившимся следствием каких-то особых условий, при которых долгое время господствовала биогенно-химическая садка карбонатного материала, при подчиненном значении приноса терригенного.

В большинстве своем известняки пористы, кавернозны, пещеристы, имеют пелитоморфную или смешанную пелитоморфно-кристаллическую структуру. В последнем случае участки пелитоморфного сложения окружены со всех сторон мелкозернистым кальцитом, образующим как бы каркас структуры, в ядрах которого расположены сгустки пелитоморфной извести. При этом ясно видно, что сами сгустки, имеющие округлые и угловатые очертания, являются реликтовыми участками породы, не успевшими пройти стадию диагенетической перекристаллизации. Примеси глины образуют оолитоподобные обособления в массе кальцита. Кроме глины, в известняках присутствуют полукатанные и угловатые зерна кварца, полевого шпата, реже граната, циркона, ильменита, апатита и чешуйки слюды и хлоритов. Зерна полевого шпата, особенно плагиоклазов, нередко имеют явно вторичные, «разведанные» очертания. Примесь алевро-псаммитового обломочного материала имеется в известняках практически всегда, иногда она настолько значительна, что породы становятся известковистыми песчаниками. Анализ ряда образцов на содержание CaO и MgO показывает, что углекислые соединения в карбонатных породах составляют от 50 до 98% от их веса (табл. 4), остальная часть приходится на долю терригенной примеси. Наряду с последней присутствуют мелкие кусочки костей, замещенные фосфатным минералом апатитовой группы, и раковины пресноводных и наземных моллюсков. Среди компонентов органического происхождения в известняках главенствуют,

конечно, раковины и раковинные обломки гастропод. В отдельных случаях они являются породообразующими. Настоящие ракушняковые известняки отмечены в Хамнейской, Хоготской и Кырминской долинах. Весьма вероятно наличие их и на правобережье Лены, ибо здесь еще в начале 30-х годов Н. В. Думитрашко найдены на террасообразной площадке, высотой 120 м над уровнем реки, обломки белой карбонатной породы с крупными раковинами *Succinea* sp., *Planorbis* sp.

Т а б л и ц а 4

Состав и содержание углекислых соединений в карбонатных породах баяндайской свиты
(в вес. %)

Место нахождения	Порода	CaCO ₃	CaMgCO ₃
Село Лидинское (Хамнейская синклинали)	Глинистый доломитистый известняк с раковинами моллюсков	85,1	5,0
То же	Глинистый известняк	92,2	1,6
» »	Известняк	95,6	2,8
» »	Глинистый доломитистый известняк	78,0	10,0
Село Мельзаны (Хоготская синклинали)	Доломитовый глинистый мергель (стяжение)	1,4	46,0
Село Баяндай (Хоготская синклинали)	Доломитистый глинистый мергель	32,2	10,5
Село Хуты (Кырминская синклинали)	Доломитистый глинистый мергель	43,0	5,0
Село Корсаково (Кырминская синклинали)	Доломитистый мергель	65,6	7,8

Баяндайская свита слабоугленосна. Лигниты и сопутствующие им углисто-глинистые породы встречаются довольно редко, образуя линзы мощностью не более 2—3 м. Какой-либо ясно выраженной закономерности в размещении бурых углей по разрезу свиты не видно, но все же нельзя не отметить, что в большинстве угленосных разрезов лигниты тяготеют к нижней половине свиты, хотя в редких случаях встречаются и в ее верхах. По признаку угленосности низы свиты Э. П. Равский сопоставлял с угленосными олигоценовыми отложениями Енисейского края и Северного Казахстана; при этом угленосность низов он противопоставлял карбонатности ее верхов, выделенных в самостоятельную местную свиту, названную «баяндайской» (Равский, 1959а.). Такое разделение и сопоставление, на первых порах вполне оправданное, сейчас вряд ли приемлемо. Действительно, как отмечалось выше, известняки и мергели сосредоточены практически по всему разрезу, за исключением самых низов и самых верхов свиты, и не образуют единого выдержанного горизонта. Более того, они встречаются и в тех интервалах, которые включают прослой лигнита: в разрезе скв. 535 карбонатные породы залегают под прослоями лигнита и над ними. Олигоценовым отложениям западных районов Сибири и Казахстана здесь соответствуют отложения каменной свиты.

То обстоятельство, что баяндайская свита состоит существенно из глинистых пород и что на ее литологическом облике местами отразилось влияние хемогенных процессов, достигших, пожалуй, максимального для континентальных условий напряжения, явственно указывает на спокой

ный, равнинный рельеф, господство которого определялось вялым, замедленным темпом тектонических движений. Лишь в основании свиты обособляется пачка с более или менее грубозернистыми отложениями — песками и некрупными галечниками, которая указывает на некоторое оживление тектонических движений в самом начале неогенового осадконакопления. Существенную роль в составе пачки играют собственно речные фации. Выше по разрезу песчано-гравийные отложения встречаются эпизодически и в подчиненном количестве. Аллювиальные отложения здесь представлены, по-видимому, илистыми осадками мелких спокойных рек, твердый сток которых формировался на базе местного материала, сносимого с пологих гряд в низины синклиналей. В этом отношении баяндайская свита вполне аналогична каменской — обе они являются автохтонными формациями.

В ряде разрезов, вскрывших одновременно и палеогеновые и неогеновые отложения (Кырминская и Нуха-Нурская синклинали), четко наблюдается скачкообразное изменение состава на границе между ними. Оно выражено в заметном огрубении отложений низов неогеновой толщи и резком, совершенно «неподготовленном» изменении спектра глинистых минералов с каолинитового и гидрослюдисто-каолинитового в олигоценых отложениях на существенно монтмориллонитовый в толще неогена. Кроме того, в отдельных случаях (скв. 34) между палеогеновой и неогеновой толщами наблюдаются признаки разделяющей их коры выветривания. Все это указывает на то, что неогеновое осадконакопление не связано непосредственно с палеогеновым, не преемственно по отношению к нему, а отделено от него перерывом, в течение которого произошла перестройка палеогеографических условий, в частности климата, изменение которого повлекло за собой существенные перемены в характере процессов выветривания.

Влияние выветривания довольно ясно отражается на составе баяндайской свиты. Именно им обусловлено наличие в низах свиты олигомиктовых и даже мономиктовых песчано-алевритовых пород. В верхах разреза полимиктовость этих пород значительно возрастает, что, видимо, связано с уменьшением резерва корового вещества. Надобно отметить при этом, что выветривание во время накопления баяндайской свиты имело иной характер по сравнению с выветриванием главной, мел-палеогеновой эпохи корообразования. Во всяком случае, несоответствие минералогического состава глин свиты и глин мел-палеогеновой коры выветривания, отмеченное еще при рассмотрении неогеновых отложений Приольхонья и там очень ясно выраженное, привлекает к себе внимание. Широкое участие монтмориллонита в составе водноосадочных глин неогена вряд ли является следствием диагенетической монтмориллонитизации каолинит-гидрослюдистых глинистых частиц в осадке, хотя мы не имеем достаточно веских оснований отвергать возможность подобных изменений. Гораздо вероятнее, что оно обеспечено подготовкой монтмориллонита при выветривании пород водосборных площадей во время накопления баяндайской свиты. Если это предположение правильно, то, очевидно, монтмориллонитизация была валожена и на гидрослюдисто-каолинитовую кору верхнего мела — палеогена.

Среда накопления неогеновых отложений имела ясно выраженный щелочной характер, на что указывает широкое развитие в баяндайской свите карбонатных отложений. У глин рН суспензий колеблется в пределах 8, то превышая эту цифру, то уменьшаясь, но не ниже 7,4. Мы специально подчеркиваем это обстоятельство, как в общем благоприятное по щелочно-кислотным условиям для преобразования в стадию диагенеза части каолинита и гидрослюды в монтмориллонит. Однако далее этих общих соображений невозможно пока идти из-за отсутствия в нашем распоряжении таких материалов, которые позволили бы принять ясное

и однозначное решение этого интересного с точки зрения литологии глин вопроса.

Вся совокупность признаков указывает, что баяндайская свита в значительной части представляет собой продукт переотложения коры выветривания и диагенетической переработки ее материала в бассейнах накопления. Подмесь материала, попавшего в захоронение минуя выветривание, возрастает вверх по разрезу. Незначительная денудация на водосборных площадях в результате исключительно слабого расчленения рельефа при вялых тектонических движениях обеспечивала возможность более или менее полной химической дифференциации. Мощные толщи сингенетических известняков указывают, что в отдельные отрезки времени местами разбавление химически осаждаемого материала терригенным сводилось до минимума. Только при таком условии процесс карбонатонакопления мог дать столь яркий эффект, какой мы наблюдаем в разрезах неогена Хамнейской, Хоготской и Кырминской синклиналей. Внушительных размеров садка углекислого кальция в озерах того времени могла происходить при условии довольно энергичного сбора карбонатного материала с площадей сноса. Распределение карбонатных фаций в свите по площади Ангаро-Ленского междуречья обнаруживает их пространственную связь с карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными формациями нижнего и верхнего кембрия (булайская, ангарская, верхоленская свиты). В районах распространения юрских отложений содержание карбонатной составляющей в отложениях становится заметно меньшим. Отсюда видно, что первопричиной неравномерного размещения карбонатных фаций в свите является (при прочих равных условиях) различная насыщенность материнского субстрата карбонатными образованиями — доломитами и известняками.

Карбонатность баяндайской свиты является важным критерием для определения климата того времени, так как изучение скудных листовых отпечатков, пыльцы, диатомей, моллюсков не позволило получить исчерпывающий ответ на поставленный вопрос, поскольку в большинстве своем они отражают лишь характер местных, преимущественно гидрофильных ценозов. Они указывают только на умеренно теплый, возможно, переходный к субтропическому климат, без уточнения такой важной для литогенеза составляющей, как влажность. В этом отношении мало что дает и окраска отложений, для которых типичны блеклые зеленые, серые, темно-серые и синеватые тона.

Значение известняков и мергелей в сложении свиты, а также наличие в глинах диффузно рассеянного кальцита, частично собранного при диагенезе в конкреции, и недооформившиеся стяжения ясно свидетельствуют о том, что извлечение карбоната кальция шло преимущественно путем химического осаждения пелитоморфной извести и в значительно меньшей мере биогенным путем (моллюски, остракоды, харовые водоросли). Ясно также, что столь энергичная и временами непрерывная садка углекислых соединений могла осуществляться из озерной и речной воды, почти постоянно и иногда очень сильно ими пересыщенной. По законам карбонатных равновесий такая садка является свойством бассейнов с теплой водой.

Благодаря исследованиям Н. М. Страхова (1951, 1962) известно, что интенсивное кальцитонакопление в бассейнах стока является процессом, характерным для областей аридного климата, и что в гумидных зонах этот процесс бывает резко подавлен, поскольку здесь сильно сказывается разбавляющее действие обильных метеорных осадков. Несмотря на высокую насыщенность баяндайской свиты карбонатом кальция в сингенетической и диагенетической формах, мы все же не считаем возможным рассматривать климат неогенового времени как типично аридный, ибо для этого недостает целого ряда других важных индикаторов, например, пластовых

гипсов, галогенных отложений, красноцветности. Принимая во внимание совокупность литологических и палеонтологических признаков, можно комплекс отложений баяндайской свиты рассматривать как формацию, переходную от типично аридных к типично гумидным, т. е. как семиаридную или семигумидную. Собственно аридные формации неогена приурочены к территории Монгольской Народной Республики и Северного Китая. Один из авторов настоящей работы наблюдал их, в частности, на территории Гобийского Алтая (Флоренсов, Солоненко, Логачев и др., 1963).

В неогеновых отложениях Ангаро-Ленского междуречья заключены пресноводные и наземные гастроподы, остракоды, остатки пыльцы и отпечатки листьев наземных растений, диатомовые и харовые водоросли, губки и обломки костей позвоночных. Не все указанные группы органических остатков представлены с необходимой полнотой и сохранностью. Некоторые из них впервые отмечены нами (остракоды, диатомеи и харовые, листовая флора, позвоночные) и имеют пока лишь общий познавательный интерес. Однако несомненно, что в целом баяндайская свита может быть отнесена к числу потенциально богатых качественно разнообразными органическими остатками, выявление и изучение которых в будущем позволит подойти к оценке ее возраста с разных сторон.

Обратимся в первую очередь к моллюскам — этой наиболее распространенной в свите группе организмов, связанной не только с пресноводными известняками, но и с глинами, глинистыми сланцами и алевролитами. В отличие от прежних сборов Е. В. Павловского, А. С. Кульчицкого, Г. Г. Мартинсона в развалах и глыбах на поверхности, наши находки дают представление о малакофауне в разрезах (см. описание разрезов), что само по себе является достаточно важным.

В результате изучения моллюсков из наших коллекций и ревизии старых материалов С. М. Попова уточнила систематическое положение ряда видов и провела сравнительный зоогеографический анализ всей ископаемой малакофауны Ангаро-Ленского междуречья. По ее определению моллюски баяндайской свиты представлены следующими видами: *Physa bajandaica* (Martinson), *Galba gracilentia* (Martinson), *G. limnaeiformis* (Martinson), *G. martinsonii* S. Popova, *G. compacta* (Martinson), *Radix teilhardi* (Ping Chi) subsp. *minima* Martinson, *Anisus vorticoides* (Martinson), *Gyraulus keideli* (Schlosser), *Hippeutis minutus* Ping Chi, *Polypylis parva* Martinson, *Biomphalaria youngi* (Ping Chi), *Planorbarius subalbus* (Martinson), *Hydrobia ventrosa* (?) Braun, *Bithynia cholnokiyiformis* Martinson.

В составе данного комплекса, именуемого в дальнейшем баяндайским, господствуют легочные моллюски. Кроме указанных 14 видов пресноводных моллюсков, И. М. Лихаревым определено 6 наземных форм: *Opeas pyrgula*, *Cochlicopa lubrica*, *Succinea putris*, *Eulota schrenckii*, *Vertigo* sp., *Helix* sp.

Наилучшей сохранностью отличаются моллюски разрезов Хамнейской долины. Судя по массовости экземпляров и крупным размерам раковин, условия обитания были здесь наиболее благоприятными. Карбонатные илы накапливались в мелководных бассейнах, воды которых были пересыщены углекислым кальцием, что обеспечивало почти непрерывную садку карбонатов путем выпадения из растворов и скопления раковин отмерших моллюсков. Господство в составе малакофауны легочных форм при исключительной массовости экземпляров привело С. М. Попову к выводу о дефиците кислорода в бассейнах накопления, лимитировавшем развитие жаберных моллюсков.

Рассмотренные выше литолого-фациальные особенности баяндайской свиты свидетельствуют о существовании в то время на Ангаро-Ленском междуречье системы неглубоких озерных бассейнов, часть которых, возможно, в отдельные сезоны пересыхала. Эти мелководные бассейны были расположены в ядрах очень медленно росших линейных синклиналей —

Кырминской, Нуха-Нурской, Хоготской, Хамнейской и других, разделенных низкими линейными увалами столь же медленно поднимавшихся антиклиналей. В целом эта система гребневидных складок юго-восточного края Сибирской платформы входила в состав Прибайкальского кайнозойского прогиба, едва обозначенного в рельефе того времени. Медленный рост складок компенсировался их размывом и отложением материала в пределах синклиналей, благодаря чему рельеф сохранял равнинный характер. Медленность тектонического процесса и теплый засушливый климат обеспечивали благоприятные условия для хемогенного и органического карбонатакопления. Воды большинства озер были богаты углекислым кальцием (наличие кальцефила *Chara* sp., пластов известняков, в том числе доломитистых, довольно высокая общая карбонатность глинистых и песчаных отложений). Таков в общих чертах палеогеографический фон, в условиях которого развивался баяндайский комплекс малакофауны.

На начальном этапе изучения Ангаро-Ленского междуречья отложения баяндайской (ользонской) свиты мы сопоставляли с толщей третичных отложений впадин байкальского типа в целом. Теперь возникла возможность внести в этот вопрос некоторые уточнения.

Как известно, третичные отложения межгорных впадин, и в частности юго-восточного побережья Байкала, которое нас в данном случае интересует, литологически сходны с третичными отложениями Ангаро-Ленского междуречья, но имеют, в отличие от последних, гораздо большую мощность, в 10 раз и более. Они объединяются в так называемую танхойскую, еще не расчлененную толщу мощностью 1,5—2,0 км. В ее составе главенствуют глины, алевролиты (алевролиты), пески (песчаники) и лигниты. Распространение карбонатоносных фаций здесь еще недостаточно ясно. Г. Б. Пальшиным (1955) отмечены лишь единичные и маломощные прослой мергелей. Нижние горизонты угленосной танхойской толщи (по данным Г. Б. Пальшина, примерно нижняя треть мощности), охарактеризованы богатой фауной пресноводных моллюсков. обстоятельное изучение разреза на р. Половинке, начатое Г. Г. Мартинсоном (1951б) и продолженное в последние годы С. М. Половой, позволило установить наличие здесь 55 видов моллюсков. Назовем этот комплекс танхойским.

С обнаружением моллюсков в составе баяндайской свиты и танхойской толщи, естественно, возник вопрос о характере возрастных отношений между ними. Г. Г. Мартинсон, например, высказался за более молодой относительный возраст баяндайской фауны, подчеркнув при этом невозможность прямого сопоставления ее с фауной с р. Половинки, поскольку оба комплекса малакофауны оказались в систематическом и экологическом отношении резко различными.

Вся сложность сопоставления баяндайского и танхойского комплексов малакофауны заключается в том, что они представлены различными систематическими группами. В баяндайской свите распространены почти исключительно гастроподы подкласса легочных (*Pulmonata*), в танхойской же толще моллюски представлены группой жаберных гастропод (*Prosobranchia*) и двустворчатыми моллюсками (*Bivalvia*). Это различие обусловлено прежде всего разными условиями осадконакопления, т. е. в конечном итоге, различным характером водоемов, в которых обитали моллюски. Как уже отмечалось, фауна баяндайской свиты развивалась главным образом в мелководных озерах, часть которых, возможно, в отдельные сезоны пересыхала. Такой характер водоемов стимулировал исключительное развитие группы легочных моллюсков. Напротив, состав малакофауны нижней части танхойской толщи свидетельствует о былом существовании на месте Южного Байкала одного или нескольких крупных, сравнительно глубоких и сохранявшихся долгое время пресноводных водоемов. Глубоководность и обширность древнебайкальских водое-

мов по сравнению с третичными водоемами на Ангаро-Ленском междуречье определялась неравномерной тектонической активностью. Явно замедленное опускание платформенной области Прибайкальского кайнозойского прогиба полностью компенсировалось накоплением терригенно-карбонатных отложений, тогда как в Южно-Байкальской впадине такого равновесия, вероятно, никогда не было.

Это, в общем верное, положение о различиях в тектоническом режиме и вытекающих из него палеогеографических следствиях само по себе, разумеется, не дает ответа на вопрос о возрастных соотношениях фаунистических комплексов, но позволяет лучше представить конкретную обстановку того времени.

Поскольку непосредственное сопоставление фаунистических комплексов, по сути дела, невозможно, С. М. Попова пошла по пути выяснения характера их зоогеографических связей с ископаемыми и современными видами. Результаты проделанного ею сравнительного анализа приводятся ниже.

Моллюски баяндайской свиты относятся к семействам: Physidae, Limnaeidae, Planorbidae, Hydrobiidae, Bithyniidae. Моллюски этих семейств существуют и ныне в водоемах Прибайкалья. Некоторые роды моллюсков свиты, за очень небольшим исключением, также имеются в современных водоемах Прибайкалья (*Physa*, *Galba*, *Radix*, *Gyraulus*, *Anisus*, *Polypylis*, *Planorbarius*, *Bithynia*). Отсутствует в Прибайкалье, как и вообще на территории СССР, только род *Biomphalaria*, обитающий ныне в Сирии и Северной Африке.

Что касается видового состава, то он отличен от существующего здесь ныне. Исключение составляет только один вид, видимо тождественный *Galba palustris* современных водоемов Прибайкалья и, в частности, района распространения отложений баяндайской свиты. Все остальные виды свиты либо новые (*Physa bajandaica*, *Galba limnaeiformis*, *Planorbarius subalbus*, *Bithynia cholnokiyiformis*), пока нигде больше не встреченные, или же известны из отложений неогена (преимущественно позднего) Монголии (*Radix teilhardii*) или Средней Азии (*Gyraulus heideli*).

Характер генетико-географических связей моллюсков танхойской толщи во многих отношениях иной. Эти моллюски принадлежат семействам Planorbidae, Viviparidae, Hydrobiidae, Margaritiferidae, Unionidae, Sphaeriidae. Семейства Viviparidae и Margaritiferidae ныне вовсе не представлены в водоемах Восточной Сибири, а семейство Baicaliidae известно только в Байкале. В родовом отношении различия с современной малакофауной Восточной Сибири еще глубже, поскольку моллюски танхойской толщи представлены в подавляющем большинстве родами, ныне не обитающими на этой территории. Это роды: *Cipangopaludina*, *Sinotia*, *Tulomoides*, *Lithoglyphus*, *Margaritifera*, *Acuticosta*, *Lamprotula*, *Hyriopsis*, *Limnoscapha*, *Lepidodesma*, *Cristaria*, *Unio*, *Cuneopsis*, *Lanceolaria*, *Limnocyrena*, *Corbicula*. Представители большинства указанных родов обитают ныне в Юго-Восточной Азии. Часть из них, а именно *Cipangopaludina*, *Cristaria*, *Unio*, *Lanceolaria*, распространенные в основном в водах Китая, заходит, однако, и на территорию юга Советского Дальнего Востока. Северная граница распространения некоторых других родов проходит ныне значительно южнее Южного Приморья. Так, моллюски родов *Lamprotula*, *Hyriopsis*, *Lepidodesma*, *Cuneopsis* обитают в водах Центрального и Южного Китая и не встречаются севернее 36—38° с. ш., третичные же виды этих родов известны как в Прибайкалье, так и в Монголии.

Среди известных в танхойском комплексе видов практически нет ни одного, тождественного существующим сейчас в Прибайкалье, а наиболее близкие им виды родов, представленных ныне на Тихоокеанском

побережье, в направлении на север не достигают даже самых южных районов Советского Приморья.

Таким образом, характер современного географического распространения семейств и родов моллюсков, представленных в баяндайской свите и низах танхойской толщи, весьма различен. Также весьма различен и характер родственных связей видов обоих комплексов. Из выполненного в 1963 г. С. М. Поповой сравнительного зоогеографического анализа вытекает, что по систематическому составу ископаемая фауна танхойской толщи значительно сильнее отличается от современной фауны Прибайкалья, нежели ископаемая фауна баяндайской свиты. На этом основании мы неизбежно приходим к выводу о разновозрастности сравниваемых фаунистических комплексов, подтверждая тем самым высказанное ранее — и с иных позиций — мнение Г. Г. Мартинсона.

Следует, однако, иметь в виду, что вопрос о хронологическом соотношении комплексов малакофауны вовсе не тождествен с более общим вопросом о стратиграфической корреляции баяндайской свиты и танхойской толщи в целом. Дело в том, что в танхойской толще фаунистически полно охарактеризована лишь ее нижняя треть, тогда как более высокие горизонты являются пока, в сущности, «немymi». Это обстоятельство позволяет надеяться на обнаружение в верхней части танхойской толщи комплекса малакофауны, аналогичного по возрасту комплексу баяндайской свиты, но, скорее всего, не тождественного ему по экологии. Следовательно, отложения баяндайской свиты могут быть сопоставлены только с верхами танхойской толщи. В таком случае низам последней должна соответствовать каменная свита Ангаро-Ленского междуречья.

При существующем все еще довольно низком уровне биостратиграфической изученности третичных отложений юга Восточной Сибири пока невозможно определить более точно, какая именно часть в пределах верхней половины танхойской толщи соответствует по времени баяндайской свите. Эти затруднения обусловлены в значительной мере неясностью возраста самой танхойской толщи. Если, следуя Г. Г. Мартинсону (1961), принять для ископаемых моллюсков юго-восточного побережья Байкала геологический возраст в пределах нижнего — среднего миоцена, то возраст танхойской толщи в целом следует считать от нижнемиоценового до нижнеплиоценового включительно, как это и установил Н. А. Логачев при рассмотрении сводного разреза кайнозойских отложений впадин байкальского типа (1958а). Над угленосной танхойской толщей залегают со следами размыва и угловым несогласием грубообломочные молассы, нижние горизонты которых («охристая» свита) по совокупности различных признаков относят к эоплейстоцену (верхнему плиоцену).

Датирование заключительных стадий накопления танхойской толщи нижним плиоценом как будто ни у кого не вызывает сомнений, но относительно возраста ее нижних горизонтов, в том числе и включающих древнюю малакофауну, пока нет общего мнения. Еще в 1936 г. И. В. Палибин, изучавший листовые отпечатки, пришел к выводу о средне-верхнеолигоценовом возрасте вмещающих отложений, не распространяя его на всю толщу третичных осадков. Сейчас появились новые данные, свидетельствующие о правомерности снижения нижней возрастной границы танхойской толщи до олигоцена. Самые низкие ее горизонты, вскрытые при бурении в дельте р. Селенги на глубине до 2500—3000 м, содержат, по данным З. И. Ильясовой и Е. И. Козловой, пыльцевой комплекс с преобладанием пыльцы широколиственных древесных пород над пыльцой хвойных, причем в составе первой пыльца теплолюбивых форм преобладает над пыльцой бореальных растений; присутствует также единичная пыльца сем. Myrtaceae, родов *Myrica*, *Magnolia*, *Eucalyptus* и *Palmae*? Подобные соотношения в пыльцевом комплексе характерны лишь для нижних горизонтов танхойской толщи и не распространяются на лежащие выше.

На Ангаро-Ленском междуречье такой пыльцевой комплекс типичен для каменской свиты. В баяндайской свите, как увидим ниже, состав комплексов и соотношения в них пыльцы широколиственных и хвойных деревьев существенно иные.

Следовательно, накопление осадков в Южно-Байкальской впадине началось еще до неогена и охватило значительный промежуток палеогенового времени. Разрез танхойской толщи снизу вверх последовательно объединяет осадки части палеогена, миоцена и нижнего плиоцена, дробное расчленение которых является делом будущего. Таковы вероятные возрастные рамки танхойской толщи, но ее разрез, видимо, значительно полнее, чем разрез третичных отложений Ангаро-Ленского междуречья.

Присоединяясь к последнему, уточненному выводу Г. Г. Мартинсона о верхнемиоценовом — нижнеплиоценовом возрасте баяндайской фауны и, соответственно, баяндайской свиты, мы считаем все же более правильным расширить пока ее хронологический диапазон на весь миоцен. Основанием для этого служит фауна позвоночных на о-ве Ольхон, захороненная в халагайской свите, фациальная и литологическая близость которой к баяндайской свите Ангаро-Ленского междуречья несомненна, а соответствие по возрасту вытекает из наличия в обеих сходного комплекса малакофауны и пыльцы. Совместное нахождение богатого комплекса фауны позвоночных и моллюсков баяндайского типа на Ольхоне дает возможность, с одной стороны, судить о возрасте отложений по двум, не зависящим одна от другой группам ископаемых животных, а с другой, что особенно важно, провести обоснованную корреляцию отложений собственно баяндайской свиты с поздне третичными отложениями самой Байкальской впадины.

Данные пыльцевого анализа показывают, что во время накопления баяндайской свиты флора на территории Западного Прибайкалья уже существенно отличалась от той, которая господствовала здесь в течение олигоцена. О радикальности этих изменений, происходивших под влиянием иссушения и незначительного похолодания климата, можно судить по тому, что из состава древесной растительности исчез целый ряд теплолюбивых лиственных форм и взамен них утвердились более сухо- и холодостойкие ассоциации. На смену пышным хвойно-широколиственным лесам олигоцена приплыли заметно обедненные в родовом отношении широколиственно-хвойные с участками открытых степных пространств.

В спорово-пыльцевых комплексах баяндайской свиты, как правило, преобладает пыльца хвойных (60—80%) — разнообразных тсуг, экзотических елей (секций *Omorica* и *Eurippaeae*), сосны и пихты; в небольших количествах встречается пыльца дакридиума и ногоплодника. По значительному содержанию пыльцы хвойных, особенно сем. Pinaceae, собственно неогеновые отложения сравнительно легко отделяются от палеогеновых. Широколиственные породы представлены пыльцой грецкого ореха, лещины, вяза, бука, дуба, граба, липы и клена; во многих случаях отмечается единичная пыльца жестколистных субтропических форм — магнолии, ниссы, сумаха, ликвидамбара, миртовых.

Для баяндайской свиты еще невозможно составить целостную палинологическую характеристику и проследить за качественными изменениями пыльцевых комплексов по ее разрезу, т. е. за изменениями растительности и климата во времени. Однако, располагая несколькими десятками сравнительно богатых пыльцевых комплексов из различных по вертикали горизонтов свиты, мы убедились в том, что эти изменения не были линейно направленными. На общем фоне аридизации и похолодания климата, поступательного обеднения лесов широколиственными родами и обогащения хвойными компонентами вырисовываются фазы, или волны, увлажнения и потепления климата, в течение которых мезофильная флора возвращалась в районы Прибайкалья. Подобная рецессия фиксируется

Состав диатомовой флоры из неогеновых отложений Нуха-Нурской синклинали
(скв. Б-15)

№ п/п	Водоросли	Экология ¹	Интервалы в м					
			15—18	18—21	21—25	25—30	31—85	
1	<i>Melosira islandica</i> O. Müll.	п	—	—	—	6	—	
2	<i>M. islandica</i> var. <i>curvata</i> O. Müll.	п	—	—	—	4	—	
3	<i>M. italica</i> (Ehr.) Kutz.	п	4	—	4	—	—	
4	<i>M. italica</i> var. <i>tenuissima</i> (Grun.) O. Müll.	п	3	—	4	—	1	
5	<i>M. undulata</i> (Ehr.) Kutz.	п	5	4	5	1	3	
6	<i>M. varians</i> Ag.	п.-с.	2	—	1	—	—	
7	<i>Diatoma</i> aff. <i>vulgaris</i> var. <i>capitatum</i> Grun.	п	1	—	—	—	—	
8	<i>Fragilaria constricta</i> var. <i>tetranodis</i> A. Cl.	п	4	1	1	4	—	
9	<i>F. construens</i> (Ehr.) Grun.	п	—	—	—	1	—	
10	<i>F. construens</i> var. <i>binodis</i> (Ehr.) Grun.	п	—	—	1	1	—	
11	<i>F. construens</i> var. <i>venter</i> (Ehr.) Grun.	п	—	—	—	—	1	
12	<i>F. inflata</i> var. <i>Istrvantiyi</i> Pant. . .	п	—	—	1	—	1	
13	<i>Eunotia</i> af. <i>lunaris</i> var. <i>capitata</i> Grun.	п	4	—	—	1	—	
14	<i>E. pectinalis</i> var. <i>minor</i> (Kutz.) <i>Rhabenh.</i>	п	1	—	4	1	—	
15	<i>E. praerupta</i> var. <i>inflata</i> Grun.	п	4	—	—	—	—	
16	<i>E. valuda</i> Hust.	п	4	—	1	—	—	
17	<i>Achnanthes conspicia</i> A. Meyr. . . .	п	1	—	—	—	—	
18	<i>A. conspicia</i> var. <i>brevicostata</i> Hust.	с?	1	—	—	—	—	
19	<i>A. lanceolata</i> (Breb.) Grun.	п	1	—	1	—	—	
20	<i>A. lanceolata</i> var. <i>capitata</i> O. Müll.	п	2	—	—	1	—	
21	<i>Stauroneis anceps</i> var. <i>elongata</i> Cl.	п	—	—	—	1	—	
22	<i>Navicula cryptocephala</i> Kutz. . . .	п.-с.	—	—	—	1	3	
23	<i>N. placentula</i> f. <i>rostrata</i> A. Meyr.	п.-с.	—	—	—	—	2	
24	<i>N. prostrata</i> var. <i>subcapitata</i> Cl.	с	1	—	—	—	—	
25	<i>Pinnularia gibba</i> Ehr.	п	2	—	—	1	—	
26	<i>P. gibba</i> var. <i>linearis</i> Hust.	п	5	—	4	2	2	
27	<i>P. lata</i> var. <i>minor</i> Grun.	п	1	—	1	—	—	
28	<i>Cymbella amphycephala</i> var. <i>unipunctata</i> Grun.	п	2	—	—	—	—	
29	<i>C. Ehrenbergii</i> var. <i>baicalensis</i> Skv.	п	—	—	1	3	—	
30	<i>C. Gutwinskii</i> Skv.	п	5	—	4	3	—	
31	<i>C. lanceolata</i> (Ehr.) V. H.	п	1	—	1	2	—	
32	<i>Gomphonema gracilis</i> Ehr.	п	—	—	2	3	—	
33	<i>G. brasiliensis</i> Grun.	п	4	—	4	2	—	
34	<i>G. itricatum</i> var. <i>pumilum</i> Grun.	п	3	—	—	1	—	
35	<i>G. longiceps</i> var. <i>subclavatum</i> Hust.	п	1	—	—	—	—	
36	<i>Nitzschia Hantzschiana</i> Ralenh. . .	п.-с.	1	1	1	—	—	
37	<i>N. sigmoides</i> (Ehr.) W. Sm.	п.-с.	1	1	3	1	—	
Всего 37 форм			—	26	4	19	22	7

¹ п — пресноводные; п.-с. — пресноводно-соленоводные; с. — соленоводные. Количественная оценка диатомовой флоры: 1 — единично, 2 — редко, 3 — нередко, 4 — часто, 5 — очень часто, 6 — скопления.

в нижней половине разреза свиты (скважины Б-15, 535, 526), в виде замены (снизу вверх) пыльцевых комплексов широколиственно-хвойных лесов комплексами хвойно-широколиственных и затем снова последних — первыми. Конечные стадии накопления баяндайской свиты, запечатленные в верхней пачке бескарбонатных лимонитизированных глин, по-видимому, также протекали в условиях достаточно увлажненного климата, но из этой части разреза, к сожалению, не удалось получить хорошие пыльцевые комплексы. Очевидно, возможность дробного расчленения миоцен-нижнеплиоценовых отложений в значительной мере будет зависеть оттого, насколько глубокими были колебания климата в это время и, разумеется оттого, могли ли они ясно отразиться на характере растительности.

Следует, наконец, коснуться ископаемых диатомей, значительные скопления панцирей которых установлены пока в одной Нуха-Нурской синклинали. Систематический состав комплекса диатомей, определенных по нашим образцам из скв. Б-15 В. А. Николаевым, представлен в табл. 5. Диатомей зафиксированы в интервале 15—30 и 81—85 м. В обоих случаях они встречены в тонколистоватых («бумажных») сланцах и сланцеватых глинах, содержащих на плоскостях обильную присыпку плохо сохранившихся раковин остракод. В нижнем горизонте встречено всего семь видов; створок диатомей здесь довольно мало. Очень богата в видовом и количественном отношении флора верхнего горизонта, в составе которой насчитывается 36 видов (см. табл. 5), причем многие из них встречаются часто и очень часто (*Melosira islandica*, *M. undulata*, *M. italica*, *Fragilaria constricta*, *Eunotia pectinalis*, *Cymbella Gutwinskii*, *Gomphonema brasiliensis*). Большинство форм данного комплекса представлено литоральными, бентосными и эпифитными видами. Планктонных видов рода *Melosira*, требующих для своего развития значительной толщи свободной воды, особенно много в нижней части верхнего флоросного горизонта, вверху количество их заметно сокращается, что обусловлено общим обмелением бассейна. В составе баяндайской свиты листоватые сланцы, видимо, представляют собой наиболее глубоководные фации и встречаются в ней на различных уровнях разреза.

Этому комплексу близок по возрасту комплекс диатомей тагайского разреза на Ольхоне (средний — верхний миоцен), но в его составе почти не представлены формы, которые населяют более или менее глубокие водоемы.

НЕОГЕН ПРИСАЯНЬЯ

Впервые достоверно третичные отложения обнаружены в Присяянье в 1958 г. при бурении гидрогеологических скважин у совхоза «Идеал», в 20 км к западу от г. Черемхово. Они залегают в небольшой котловине изометричной формы (1,5 × 2 км) и имеют мощность около 40 м. Их разрез, по данным М. Я. Дубникова и В. Д. Войлошникова (1960 г.), выглядит следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Пески желтые, мелкозернистые, в основном кварцевые, с галькой кварца, кремня и кварцита	4,0
2. Глины светло-желтые, голубовато-серые, темно-серые и черные, с редкими тонкими прослоями глинисто-углистых сланцев	24,5
3. Пески светло-серые, среднезернистые, кварцевые	6,5

В пачке глин найдена гастропода *Gyraulus keideli* Schloss., обычно встречающаяся среди раковинных остатков баяндайской свиты Ангаро-Ленского междуречья. В пыльцевых комплексах из этих отложений преобладает пыльца древесных форм (90%), причем пыльцы хвойных (роды *Tsuga*, *Pinus*, *Picea*, *Abies*) больше, чем пыльцы широколиственных

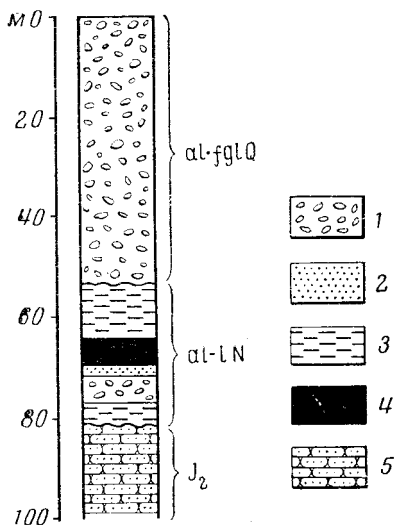


Рис. 18. Разрез кайнозойских отложений у с. Георгиевского (Присаянье).
1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины; 4 — углефицированные торфяники; 5 — песчаники

деревьев. Изредка попадалась пыльца субтропических растений родов *Liquidambar*, *Magnolia*, *Rhus*, *Plex*.

Третичные отложения более широко распространены в Хор-Тагинской депрессии, т. е. уже во внутренней зоне Присаянского кайнозойского прогиба. Здесь они залегают на угленосной юре и скрыты довольно мощной (до 100—120 м) толщей четвертичных грубообломочных отложений. Как и в Прибайкалье, они состоят по преимуществу из

глин, песков и местами включают пласты слабо углефицированного торфяника. У с. Георгиевского (скв. 241, рис. 18) на юрских алевролитах залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Глина серо-зеленая, песчанистая	6,0
2. Галечник в ржавом полевошпатово-кварцевом песке; в гальке — гнейсы, гранито-гнейсы, спениты, кремни	5,0
3. Песчаник темно-серый, полевошпатово-кварцевый, с кусками обугленной древесины	1,5
4. Торфяник буровато-черный, расслапанный, слабо углефицированный	7,0
5. Глины серовато-зеленые, пластичные, с тонкими прослоями алевролита в кровле слоя	11,0
6. Четвертичные галечно-валунные отложения из обломков саянских пород	53,0

Детальное палинологическое изучение показало, что в постели углефицированного торфяника (слой 4) преобладает пыльца хвойных (до 85%): ели (38%), сосен (18—30%), разнообразных тсуг (5%). Встречается немного пыльцы болотного кипариса, пихты и ногоплодника. Пыльца лиственных пород представлена березой, ольхой (до 30%), в небольшом количестве встречена пыльца лещины (2%), граба (1%), бука (1%), грецкого ореха (2%), дуба (2%), клена (2%), липы (1%), единично — пыльца ильма, сумаха и ниссы, трав и спор папоротников сем. *Polypodiaceae*.

В самом торфянике соотношения иные — пыльца хвойных (ель, сосна, пихта, болотный кипарис, ногоплодник) составляет до 20% спектра, количественно богаче и разнообразнее становится пыльца мезофильных и бореальных лиственных форм: лещины (8%), грецкого ореха (14%), дуба (15%), граба (7%), бука (2%), каштана (2%), ильма (3%), ликвидамбара (2%), падуба (0,5%), клена (2%), липы (3%), диервиллы (1%), ольхи (10%) и березы (20%). Состав данного комплекса дополняется еще спорами *Azolla* sp., растений семейств *Polypodiaceae* и *Osmundaceae* и пыльцой *Trapa* sp. (6%).

Выше по разрезу (слой 5) спорово-пыльцевой спектр становится примерно таким же, как в слое 3. Беднее и малочисленнее пыльца лиственных форм (до 20%), много пыльцы ели (50%), сосны (20%) и тсуги (6%), изредка встречается пыльца пихты и ногоплодника.

В рассмотренном случае мы, пожалуй, впервые встречаемся со столь существенными изменениями пыльцевого комплекса на коротком (около 20 м) интервале мощности третичных отложений. Изменения эти обус-

ловлены, вероятно, потеплением и увлажнением климата во время накопления растительной массы торфяника, но вместе с тем не исключена возможность, что пыльцевые комплексы торфяника отражают в значительной мере местный фитоценоз, стадию низинного болота, окруженного листовыми лесами. Пыльца листовых и широколиственных пород в основном захоронялась в накапливавшемся торфе, «подток» пыльцы хвойных деревьев с сухих возвышенных участков в таких условиях мог иметь второстепенное значение. В целом же пыльцевые комплексы торфяников данного разреза сходны с комплексами из углистых сланцев низов баяндайской свиты в скв. Б-15 и, следовательно, характеризуют отложения нижнего — среднего миоцена.

Из этого же торфяника по нашим сборам П. И. Дорофеевым определены побеги *Larix* sp., а также семена *Cornus Gorbunovii* Dorof. и *Meyanthes parvula* Nikitin.

Неогеновые отложения Присаянья литологически сходны с неогеном Прибайкалья: они также представлены глинами и песками с резко подчиненной ролью в их разрезе гравийно-галечных отложений. Сходство обнаруживается и в том, что в ассоциации глинистых минералов здесь участвует монтмориллонит, как правило, в смеси с минералами каолинитовой группы, реже с гидрослюдами и хлоритоподобными минералами.

Ограниченность данных о третичных отложениях Присаянья не позволяет рассмотреть их с большей подробностью, чем это сделано выше. Несомненно, здесь они распространены значительно шире, выполняют неглубокие мульды предгорного прогиба и выходят местами по его платформенному крылу к вершинной поверхности плоскогорья. Со временем здесь, вероятно, удастся выделить палеогеновые отложения и мощную мел-палеогеновую кору выветривания.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВНУТРЕННЕГО ПОЛЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Палеоген и неоген — время медленной денудации обширной равнины на месте Средне-Сибирского плоскогорья. В некоторой степени значительное осадконакопление могло осуществляться лишь в локальных неглубоких прогибах, поэтому вопрос о распространении третичных отложений сводится, в сущности, к вопросу о проявлении здесь самых ранних фаз новейших движений. В этом отношении внутреннее поле Иркутского амфитеатра представляет собой еще в значительной мере *terra incognita*. На наличие здесь местных бассейнов накопления в третичное время указывают обнаруживаемые в последние годы в отдельных пунктах юго-восточной части Тунгусского бассейна глинистые и песчаные отложения мощностью 20—30 м и более, приуроченные к депрессионным понижениям вершинной поверхности плоскогорья. Эти осадки пока не охарактеризованы даже пылью, однако их третичный возраст вряд ли можно подвергать большому сомнению, ибо, по сообщению Э. И. Равского (1959а), еще в конце 40-х годов Ю. П. Пармузиным, а затем Г. М. Покровским в среднем течении р. Катанги (район рек Нембы и Мирюги) были изучены пестроокрашенные глины с линзами галечника из устойчивых пород, содержащие пыльцу третичного возраста. Здесь они связаны с так называемой «придолинной поверхностью выравнивания», которая, по Э. И. Равскому, представляет собой «широко распространенный и весьма типичный элемент древнего эрозионного рельефа Сибирской платформы» (Равский, 1959а).

Гораздо чаще в вершинной поверхности плоскогорья встречаются древние аллювиальные пески и галечники, как правило, маломощные и существенно мономиктовые. Они относятся к так называемым «водораз-

дельным галечникам», в составе которых, как показал Э. И. Равский, главную роль играют мезозойские (лейас — доггер) отложения. Третичный аллювий приурочен к сохранившимся на водоразделах остаткам древней гидрографической сети, которая не совпадала с современной. Из-за крайне неудовлетворительной сохранности этих остатков и связанных с ними отложений сейчас еще трудно сделать какие-либо выводы о разделении их по возрасту. Необходимо заметить, что отложения внутренних районов платформы, соответствующие каменской и баяндайской свитам прибайкальской части Ангаро-Ленского междуречья, не должны быть слишком грубыми даже в аллювиальных фациях. Описываемые в последние годы из разных мест бассейна среднего течения р. Ангары в качестве предположительно третичных выветрелые грубые галечники с валунами могут оказаться в действительности и более ранними и более поздними. Наличие грубых аллювиальных фаций означает, как известно, интенсификацию эрозионного процесса в областях сноса, что сопровождается переносом обломочного материала на то или иное расстояние. Автохтонное происхождение таких отложений в условиях равнинных ландшафтов олигоцена и мио-плиоцена, очевидно, исключается. Невозможно также допустить принос грубого материала с территории современного нагорья, поскольку даже в непосредственной близости от него состав третичных отложений тонкозернистый и имеет по преимуществу местное происхождение. Отсюда следует, что аллювиальные фации в границах гидрографической сети олигоцена, миоцена и нижнего плиоцена должны состоять из мелких галечников, песков и алевритов. Крупные обломки в их составе могут быть заимствованы в готовом виде из местных грубообломочных конгломератов юры, перми и карбона, но их значение вряд ли велико. При оценке возраста водораздельных галечников это обстоятельство, очевидно, нельзя упускать из виду.

Красноцветная формация нижнего эоплейстоцена¹

В обзоре красноцветных континентальных отложений плиоцена СССР и сопредельных стран, составленном недавно Е. М. Великовской (1961), обращено внимание на их широкое распространение, специфику состава и цвета. По ее данным, для огромной территории, включающей южные районы СССР, весь Китай, Монгольскую Народную Республику и северные, приэкваториальные районы Индии, характерна большая или меньшая однородность и общность физико-географических условий. В упомянутой статье Е. М. Великовской, как и в более ранней (1955), совершенно отсутствуют данные о красноцветах Восточной Сибири — по той причине, что последние здесь стали известны сравнительно недавно и почти не освещены в литературе. Между тем исследования последних лет и здесь в ряде пунктов, подчас удаленных один от другого на значительные расстояния, установлены красноцветные отложения поздне-неогенового возраста, несомненно, являющиеся членами того же типа красноцветных формаций, которые рассмотрены Е. М. Великовской. Эти восточносибирские красноцветы изучены еще крайне слабо, но и то, что о них известно в данный момент, позволяет уточнить существующие представления и, если не решить, то, во всяком случае, поставить ряд важных, с нашей точки зрения, палеогеографических вопросов, в частности — о наличии климатической широтной зональности в течение позднего неогена, отразившейся на литогенезе красноцветной формации.

Первое упоминание о красноцветах, как об отложениях стратиграфически самостоятельных и достаточно древних, принадлежит Н. И. Соколову (1937, 1957), наблюдавшему местами на высоких террасах в верхнем течении Ангары маломощные покровы коричнево- и красно-бурых суглинков очень плотного сложения, ошибочно принятых за образования золотого генезиса. Указав на их относительную древность (гюнц-миндель и миндель-рисс), этот исследователь высказал верную мысль о связи окраски с пигментацией окислами железа переотложенных продуктов выветривания.

Позже маломощные красноцветные аллювиальные отложения были отмечены Э. И. Равским (Равский и др., 1957) на самых высоких террасах Ангары ниже Братских порогов. Однако наиболее значительным явилось открытие Л. Н. Иваньевым и Н. А. Флоренсовым в 1954 г. красноцветных отложений в Селенгинской Даурии, оказавшихся в отдельных пунктах (Тологой, Береговая) богатыми гиппарионовой фауной. Этими интересными находками был положительно решен вопрос о более широком распространении красноцветов к востоку и северу от ранее известных районов, а также о развитии фауны в Забайкалье через стадию гиппариона (Иваньев, 1962; Иваньев и Флоренсов, 1958).

¹ Нижний эоплейстоцен местной стратиграфической схемы антропогена соответствует среднему — верхнему плиоцену действующей ныне шкалы.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И СОСТАВ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В Западном Забайкалье красноцветы представлены глинами и суглинками, засоренными в разной степени песком и щебнем. Цвет этих отложений красный и бурый; сероватые разновидности среди них редки. Для красноцветов типичны уплотненное сложение, слабая обработка обломочного материала (как правило, местного), неяснослоистые текстуры и наличие карбонатных и мергелистых стяжений белого и пурпурного цветов. Эти наиболее общие и устойчивые литологические признаки позволили выделить западнозабайкальские красноцветы в самостоятельную тологойскую свиту, стратотипом которой может служить нижний костеносный горизонт разреза у горы Тологой. В подавляющем большинстве выходов господствуют субаэральные генетические типы — пролювий и делювий; значение речных фаций, видимо, подчиненное. Мощность красноцветов обыкновенно не превышает 25—30 м. В их распространении заметна приуроченность к бортам и днищам межгорных впадин — Удинской, Хилокской, Тугнуйской и других, но местами они залегают в лощинах и на склонах внутри горных хребтов. Во многих случаях красноцветы в пределах указанных впадин замаскированы мощными плащами плейстоценовых песков, поэтому об истинных масштабах их распространения судить трудно. Красноцветы южных районов Восточного Забайкалья по «набору» генетических типов близки к описанным выше и могут быть объединены с ними в общую группу красноцветов с гиппарионовой фауной. Они встречаются здесь, по данным Н. Н. Геракова (1961), в Удинской и Арбагарской впадинах. Интересно отметить, что в районе Торейских озер, расположенных на границе с Монгольской Народной Республикой, в красноцветах наряду с карбонатными фациями встречаются и гипсосодержащие. Этому факту, в совокупности с другими, мы склонны придавать особое значение (см. ниже).

Наши наблюдения, проведенные в бассейне р. Селенги и по долине р. Баргузин летом 1960 г., показали, что отложения красноцветной формации не ограничиваются территорией собственно Селенгинской Даурии, но проходят еще далее на север, захватывая высокогорный пояс Прибайкалья: красно-бурые плотные дресвянистые суглинки видимой мощностью 3—5 м отмечены в предгорьях Баргузинского хребта, между деревнями Адамово и Зорино, в пределах пониженной части Шаманской горной перемычки между Баргузинской и Усть-Баргузинской впадинами.

В осадочных толщах самих кайнозойских впадин красноцветы подобного типа пока неизвестны, но им стратиграфически соответствует вся (либо какая-то часть, скорее всего нижняя) ожелезненная грубообломочная толща, залегающая с перерывом (во всяком случае, — по краям впадин) на угленосных отложениях позднего олигоцена — неогена и названная нами «охристой» свитой вследствие интенсивной местами насыщенности ее песков и галечников гидроокислами железа в виде конкреций, корок, потеков и присадки к цементу. Эти отложения, достигающие мощностей в сотни метров, обнажены лишь по краям впадин, где они представлены, как правило, пролювиальными фациями — конгломератами и галечниками разной величины и различной степени окатанности, а также песками и суглинками. Цвет отложений бурый, серый и охристый. Осветленность эоплейстоценовых моласс межгорных впадин байкальского типа по сравнению с забайкальскими красноцветами обусловлена, вероятно, слишком большой скоростью накопления первых, разбавлением окисных железистых соединений массой обломочного материала, и, наконец, широкой возможностью для миграции железа внутри толщи и стягиванием его в обособленные руд-

ные узлы. Лишь прослой суглинков, и то в редких случаях, имеют красно-бурый цвет.

Причина равномерности и значительной густоты окраски забайкальских красноцветов заключается, с одной стороны, с одной существенно глинистом составе, резко замедлявшем процессы перераспределения пылевидных окислов железа, вследствие чего последние длительное время оставались в осадке в адсорбированном и рассеянном состоянии, а с другой — в том, что забайкальские красноцветы, будучи представленными по преимуществу делювиальными и пролювиальными типами, отложены, по всем признакам, в незначительном удалении от источников их питания — красноцветной коры выветривания.

На территории Семеновской Даурии, как уже отмечено выше, красноцветы в большинстве случаев — отложения субаэральные. Речные и озерные отложения среди них также имеются, но неизвестно, насколько широко они распространены. Среди озерных фаций наряду с красноцветными отложениями, вероятно, могут встречаться и зеленоцветные, однако их роль в разрезе вряд ли окажется значительной.

По данным С. Г. Мирчинк (1961), красноцветные отложения примерно того же возраста, что и красноцветы южных районов Западного Забайкалья, распространены в бассейне р. Витим (Баргузинский и Ленский золотоносные районы). Здесь они представлены аллювиальными осадками красно-бурого цвета, под которыми местами сохранились остатки древней коры выветривания. Красноцветный золотоносный аллювий приурочен к наиболее высоким террасам — от 160 до 240 м (в зависимости от величины неотектонического поднятия) и состоит из галек различного размера и состава, но местами с явным преобладанием кварца. Гальки некварцевые нередко выветрелы и легко ломаются. Вмещают гальку красно-бурые супеси или глины, в составе которых преобладают монтмориллонит и бейделлит. Мощность этих отложений не превышает нескольких метров. Кроме аллювия, С. Г. Мирчинк описаны озерные глины и пески мелких тектонических впадин северо-западной окраины Витимского плоскогорья. Рассматривая красноцветы бассейна р. Витим, нельзя не обратить внимания на то, что среди них исследователями совершенно не упоминаются субаэральные отложения, столь характерные для южных районов Забайкалья.

Красноцветные речные отложения Витимского плоскогорья и Витимо-Патомского нагорья образовались в условиях слабого тектонического расчленения древнего рельефа и имеют поэтому малую мощность. Этим они существенно отличаются от разновозрастных их мощных обихренных моласс впадин байкальского типа, отложившихся во время резкого усиления движений земной коры и их дифференциации.

Севернее бассейна р. Витим красноцветные отложения встречаются значительно реже. Н. С. Чеботаревой, Н. П. Куприной и И. М. Хоревой (1964) они отмечены в среднем течении р. Лены (широтный отрезок между устьями Витима и Алдана), на террасах высотой 150—250 м, и представлены здесь маломощными бурими и красно-бурыми глинами и супесями с галькой преимущественно кварцевого состава. Еще далее на север, в бассейне Вилюя, красноцветные аллювиальные галечники, пески и глины описаны М. И. Плотниковой (Плотникова и др., 1960) среди водораздельных галечников междуречья Мархи и Тюнга. Этот пункт расположен в непосредственной близости от Полярного круга и является самым северным из известных выходов красноцветов (см. рис. 19).

К северу и востоку отсюда осадки, близкие или аналогичные по возрасту красноцветам, имеют серую и охристую окраску. Таковыми, по всем признакам, являются галечники и пески табагинской и саардахской свит нижнего течения Лены (Лунгерсгаузен, 1957, 1961) и дыгдальской свиты Нижне-Алданской впадины (Алексеев, 1961б; Вангенгейм,

1961). Среди этих отложений красноцветные играют роль лишь второстепенной крапленности.

Выше мы проследили распространение красноцветов к северу и востоку от Байкала. К западу от него они установлены пока лишь в нескольких пунктах: на о-ве Ольхон и в Приольхонье, на Ангаро-Ленском междуречье и на отдельных участках долин рек Белой и Ангары. На юге Средне-Сибирского плоскогорья они, по-видимому, вообще распространены значительно меньше, нежели в Западном Забайкалье, так как, вследствие общего поднятия и слабой дифференциации новейших движений, на плоскогорье, за исключением подвижной краевой зоны Сибирской платформы, не было условий для накопления сколько-нибудь мощных толщ красноцветов, а накопившиеся на террасах красноцветный аллювий и делювий лишь в редких случаях смогли уцелеть от размыва.

На Ольхоне и в Приольхонье, т. е. на относительно стабильном краевом элементе собственно Байкальской впадины, красноцветы распространены не меньше, чем неогеновые отложения халагайской свиты. Как и последние, они приурочены к пониженным формам рельефа юго-восточного борта впадины Малого моря и к продольным сухим ложинам Приольхонья. Местами, однако, они выходят за пределы понижений, охватывая тонким (2—5 м) плащом склоны горных гряд и отдельных гор. Мощность их обычно не превышает 10—15 м, но, вероятно, увеличивается над погребенными овражными и балочными формами палеорельефа. От подстилающих сероцветных и зеленоцветных отложений неогена они резко отличаются не только своей красно-бурой, либо черно-бурой окраской, но и более грубозернистым составом, а местами, как, например, в заливе Баян-Шунген, имеются слабо выраженные признаки углового несогласия — полого наклоненные к юго-востоку слои неогеновых зеленых и пестроцветных песчанистых глин перекрыты горизонтальным чехлом бордовых и пурпурных глинистых песков и щебнистых глин (см. рис. 5). Контакт между ними отмечен прослоем в 10 см мелкого, плохо окатанного галечника в песчано-глинистом цементе. На северо-западе красноцветы переходят с неогеновых глин на размытую поверхность мел-палеогеновой каолинит-гидрослюдистой коры выветривания, чрезвычайно пестро и вместе с тем ярко окрашенной в белые, охристые, кремневые, желтые, пурпурные, зеленые и вишневые тона, и еще далее, плавно выклиниваясь, примыкают к гранитоидам и архейским мраморам. Видимая мощность красноцветов здесь не более 6 м. Как в данном обнажении, так и в разрезах скважин, пробуренных на Харанце-Халагайском участке о-ва Ольхон и в Загалмайской долине Приольхонья, красноцветы представлены песчанистыми тяжелыми суглинками с дресвой и щебнем кварца и местных, как правило, выветрелых, гнейсов и сланцев архея; кварц обычно преобладает. Иногда встречаются обломки черной железо-марганцевой руды. Слоистость либо отсутствует, либо едва обозначена изменениями цвета, а именно — осветлением отдельных полос среди густо окрашенной бордовой и красной массы до светло-коричневого цвета. В заливе Тагай в составе толщи красноцветов, достигающей мощности 4—5 м, наряду с собственно красными отложениями присутствуют бурые и почти черные. Последние образуют прослой и обособления с неровными, извилистыми границами; в других отношениях эти отложения ничем не отличаются от красных.

Литологический облик рассматриваемой толщи настолько своеобразен, что ее практически невозможно спутать с соседними по разрезу кайнозойскими толщами, ни с молодыми, ни, тем более, с древними зеленоцветными и белоцветными. Кроме красного цвета, составляющего, пожалуй, главную специфическую черту и диагностический признак красноцветов Приольхонья, материал их в большинстве случаев представлен неупорядоченной смесью обломков разной величины — от алевритовых частиц

до валунов, скрепленных глиной, пигментированной маловодными окислами железа. Количественные соотношения различных фракций весьма изменчивы и даже в пределах одного и того же слоя можно встретить гамму переходов от песчанистых глин через глинистые пески к глинисто-песчаным дресвяникам с очень грубыми обломками. Подобно тому как крайние члены механической дифференциации — глинистые породы — всегда содержат значительную примесь песка, наиболее грубые отложения — дресвяники, содержащие иногда обломки более 10 см, непременно включают примесь глинистых частиц, которые выполняют роль связующей массы и составляют обычно не менее 20—30% породы. Глинистость, неотмытость, в конечном счете, несортированность материала — характерная черта красноцветов Приольхонья.

Наиболее общие изменения гранулометрического состава проявляются в измельчении материала по мере удаления от горных склонов. На концевых частях красноцветных шлейфов преобладают песчанистые глины и глинистые пески с небольшой примесью мелкой дресвы; настоящие дресвяники здесь являются редкостью.

В соответствии с низкой сортировкой находится и морфология обломков этих отложений. Обломки, имеющие размеры, свойственные песфитам, почти лишены ясных признаков окатанности: они остроугольны и остросереберны и в очень редких случаях едва оглажены. Среди них преобладает кварц в виде неправильных агрегатных сростков остроугольной формы или осколков отдельных кристаллов. На втором месте находятся биотитовые и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы, гнейсы и гранитоиды. Обломки алюмосиликатных пород, хотя и угловаты, но нередко имеют несколько оглаженные ребра. Это свойственно в первую очередь выветрелым породам, несомненно, заимствованным из коры выветривания, здесь широко распространенной. Стенень обработки песчаной и алевроитовой фракций также довольно низка, но все-таки попадают зерна кварца и полевых шпатов с оглаженными углами и ребрами. Крайне редко встречаются зерна совершенной окатанности. Последние попали в красноцветы скорее всего из неогеновой толщи, будучи обработанными еще до накопления красноцветов. Кроме кварца и полевых шпатов, в песчано-алевритовой части породы присутствуют слюды и гидрослюды, гранат, роговая обманка, рутил и пироксен.

В глинистой фракции красноцветов преобладают гидрослюды и монтмориллонит, в подчиненном количестве иногда встречается каолинит. По парагенезу минералов группы монтмориллонита и гидрослюды приольхонские красноцветы напоминают красноцветные формации мела, палеогена и неогена Казахстана, подробно описанные В. Н. Разумовой (1964).

Из сравнения химического состава красноцветов и подстилающих зеленоватых отложений неогена видно, что те и другие содержат примерно одинаковое количество закисного железа (до 0,3%), но различаются по содержанию окисного железа: в красноцветах количество Fe_2O_3 достигает 13%, не уменьшаясь более чем до 7—9%, в глинистых породах неогена оно почти никогда не поднимается выше 9%. Это обстоятельство указывает на наличие в красноцветах свободного трехвалентного железа, не входящего в состав кристаллических решеток минералов. Относительно высокая насыщенность красноцветов свободными окислами железа ясно выражена местами и макроскопически, не только в их окраске, но и в наличии черных и ржаво-бурых позднедиагенетических точечных и более крупных (до 5—7 мм) железистых включений. В отдельных прослоях такие рудные «картечины» и «горошины» встречаются во множестве.

Приольхонские красноцветы — породы практически бескарбонатные или содержат ничтожное количество примеси пелитоморфной извести,

обнаруживаемой лишь под микроскопом — по слабому вскипанию при протравливании 10%-ной HCl. Именно бескарбонатностью они отличаются от аналогичных отложений из южных районов Западного Забайкалья, в которых известь присутствует как в виде седиментогенной пелитоморфной примеси, составляющей в отдельных случаях 20—30% породы и плотно ее цементирующей («каменные» красноцветы), так и в виде позднедиагенетических желваков величиной до 15—20 см и инкрустации трещин мелкими кристаллами кальцита. Хорошим примером этого являются красные дресвяно-песчаные глины Тологойского разреза, включающие крупные розовые желваки в форме лепешек и веретен, прочно схваченных известью и содержащих обломки костей гипшарионовой фауны. В красноцветах окрестностей г. Кяхты, достигающих мощности 50 м, встречаются даже слои, в несколько метров, «каменных» глинистых песков либо песчаных глин на известковом цементе. По разрезу видно, как с увеличением содержания карбонатного материала породы бледнеют и приобретают розовую или кремовую окраску. Различие в степени насыщенности красноцветных отложений сравниваемых районов карбонатами кальция, кажущееся на первый взгляд несущественным, если принять во внимание почти полное внешнее их сходство, на самом деле имеет значение весьма интересной и важной литологической особенности, обусловленной влиянием причин более общего порядка, чем, например, смена петрографического состава материнских пород. Это подтверждается еще и тем, что для красноцветов Южного Забайкалья малохарактерны вторичные (позднедиагенетические) стяжения окислов железа и марганца, которые являются обычными, так сказать, типоморфными для красноцветов сходных генетических типов Приольхонья. Иными словами, красноцветная формация Восточной Сибири по парагенезу аутигенных соединений разделяется в направлении с юго-юго-востока на север-северо-запад на две зоны, или подформации. Северная подформация практически бескарбонатна; наряду с рассеянным краснобурым железистым пигментом в ней содержатся, местами даже в множестве, позднедиагенетические, обычно мелкие (не более 0,7 см) стяжения окислов Fe и Mn. Для красноцветов южной подформации, напротив, характерно повышенное содержание рассеянной извести, но чаще она встречается в виде вторичных довольно крупных стяжений, пятен, корок, инкрустаций; рудные новообразования здесь отсутствуют, а если и встречаются, то крайне редко и, во всяком случае, в значительно меньшем количестве, нежели в северной зоне. Речь идет, разумеется, о крайних членах обеих подформаций. На их сопряжении могут находиться промежуточные типы, с промежуточным характером парагенеза аутигенных соединений. Граница между этими подформациями примерно совпадает с 53° с. ш. и проходит в районе о-ва Ольхон и севернее устья р. Баргузин. Существенное значение известь приобретает уже на широте г. Улан-Удэ, и ее роль в сложении красноцветной формации отсюда на юг возрастает. В южных районах Восточного Забайкалья в красноцветах, кроме карбонатов, встречаются и сульфаты кальция.

В системе молодых складок Ангаро-Ленского междуречья красноцветные отложения обнаружены при бурении в Петровской синклинали. Разрез этих отложений у юго-западной центриклинали складки выглядит в обобщенном виде следующим образом (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глина густо обохренная, почти оранжевая, лимонитизированная, песчанистая, со щебнем и дресвой окремнелых доломитов нижнего кембрия; горизонт представляет собой остаточную кору выщелачивания . . .

2. Конгломераты буровато-желтые, железистые, преобладает галька кварца, кремней и кварцита, в подчиненном количестве содержится галька гранитов, гнейсов и песчаников. В отдельных прослоях изредка встречаются даже валуны. Обломки погружены в песчано-глинистую, обохрен-

ную гидроокислами железа массу со щебнем местных окремнелых доломитов. Конгломераты полурыхлые, но в отдельных прослоях настолько прочные, что при раскалывании трещины не обтекают гальку, а секут ее. Цвет таких конгломератов темно-бордовый за счет мелкокристаллического гетитового цемента; содержание Fe_2O_3 достигает 15—25%. Среди конгломератов залегают прослои песчанистых глин мощностью 0,3—0,8 м, яркого оранжевого либо вишнево-красного цвета, густо насыщенные аморфным лимонитом

19

3. Переслаивание пестроцветных песков и глин; пестрота окраски обусловлена распределением красных, розовых, оранжево-желтых и белых пятен внутри слоев, а также переслаиванием разноокрашенных слоев. Границы между разноцветными пятнами и слоями обычно размазанные, но встречаются прослои ярко пестроцветных песчано-глинистых пород брекчневидного сложения; в их более или менее равномерно розовой либо красной глинисто-песчаной массе включены угловатые и окатанные обломки каолининовой малопесчанистой глины белого, розового, кремового цвета, а также обломки бурой и буровато-оранжевой аморфной или мелкокристаллической железной руды

50

4. Нижнечетвертичные песчано-галечные отложения (манзурский аллювий)

40

Горизонты 2 и 3 данного разреза, составляющие в сумме толщу мощностью около 70 м, могут быть сопоставлены с красноцветами Приольноньи и Западного Забайкалья. Чрезвычайно яркими «железистыми» тонами окраски эта толща четко отделяется от лежащих выше блеклых, преимущественно серых четвертичных отложений. Эта же особенность отличает ее и от отложений неогена и позднего палеогена; кроме того, наличие в ней обломков каолининовой глины каменской свиты с полной определенностью свидетельствует об ее относительной молодости. Таким образом, и в данном разрезе налицо главная особенность отложений позднего неогена, а именно — относительно высокая насыщенность их гидроокислами железа, которые присутствуют в виде рассеянного пигмента и крупных обломков бурого железняка. В отдельных прослоях пачки конгломератов (слой 2) гидроокислы железа, испытав существенное растворение и вторичное отложение в стадию диагенеза, выполняют роль цемента базального и порового типа. Песчано-глинистые отложения лежащей выше пачки слабо отсортированы и представляют собой смеси различных гранулометрических классов с незначительным преобладанием пелитовой фракции (табл. 6).

Таблица 6

Гранулометрический состав (в %) красноцветных отложений
(Ангаро-Левское междуречье, Петровская синклинали)

Пачка	Интервал в м	Размер фракций в мм							Сумма
		> 1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	< 0,01	
Песчано-глинистая	41—45	—	—	—	10,15	48,70	20,05	21,10	100,00
	60—62	—	—	2,00	28,00	38,50	15,00	16,50	100,00
	73—78	3,80	16,90	11,90	16,80	8,45	3,50	38,65	100,00
	82—87	2,15	2,05	7,30	13,35	17,00	8,15	50,00	100,00
Конгломератовая	95—100	17,55	23,40	11,85	17,25	11,50	9,50	10,45	101,50
	100—101	17,90	10,15	4,75	10,10	13,50	9,35	34,25	100,00

В легкой фракции красноцветов (табл. 7) кварц, как правило, резко преобладает над полевым шпатом, и высок процент выветрелых минералов (в основном полевые шпаты). Для этих отложений характерен

Состав легкой фракции (в %) красноцветных отложений
(Ангаро-Тенское междуречье, Петровская синклинали)

Пачка	Интервал в м	Кварц	Полевой шпат	Слюды	Выветрелые минералы	Обломки кремнистых пород	Обломки прочих пород
Песчано-глинистая	41—45	3,22	5,68	7,35	63,47	—	—
	60—62	1,34	—	—	81,48	—	—
	73—78	46,10	2,54	—	11,66	—	—
	82—87	23,27	7,93	18,64	—	—	—
Конгломератовый	95—100	41,15	—	0,30	1,04	13,46	34,80
	100—101	6,18	0,29	—	—	58,78	—

малый выход тяжелой фракции, причем минеральный состав последней довольно беден. Главная роль принадлежит бурым окислам железа (гетит — лимонит), составляющим от 55 до 90%. В конгломератовой пачке, кроме окислов железа, присутствуют в ничтожных количествах (до 0,5—1,0%) циркон и рутил. В песчано-глинистой пачке спектр тяжелых минералов много богаче: кроме гидроокислов, здесь отмечены в переменных количествах циркон (14—20%), ильменит (4—20%), рутил (1,5—2,3%), лейкоксен (1,2—4,7%), дистен (1,7—2,3%), а также редкие зерна турмалина, силлиманита, граната, эпидота, магнетита, сфена, анатаза.

Судя по преобладанию неокатанных и слабоокатанных зерен, а также по низкой сортировке материала, третья пачка составлена в основном отложениями субаэрального генезиса — пролювиальными и делювиальными. Это особенно ясно подчеркивается присутствием в разрезе прослоев уже описанных нами брекчий с обломками местных пород, в том числе и каолиновой глины каменной свиты. Что же касается второй пачки, выступающей в роли базального горизонта, то его конгломераты отложены довольно крупной рекой, которая в силу каких-то неясных причин вынуждена была оставить свою долину, пролежавшую некогда вдоль узкой Петровской синклинали.

Фракция <0,001 мм в отложениях горизонта 3 представлена каолинитом; иногда содержится незначительная примесь гидростуд. Преобладание каолинита находит естественное объяснение в формировании этих отложений преимущественно за счет разрушения каолиновых глин каменной свиты. Последняя в данном разрезе размыта, но остатки ее, вероятно, имеются в наиболее погруженной части Петровской синклинали и на ее крыльях.

Необходимо, наконец, отметить бескарбонатность красноцветных отложений. Эта их черта кажется особенно любопытной, если иметь в виду, что ближайшие окрестности Петровской синклинали, входящей в состав Божеханского антиклинория, сложены доломитами и известняками нижнего кембрия. Вполне вероятно, что во время накопления красноцветов нижнекембрийские карбонатные отложения были еще прикрыты чехлом малокарбонатных юрских и третичных осадков. Однако, независимо от того, какие отложения служили источниками формирования красноцветов Петровской синклинали, их бескарбонатность ясно указывает на неблагоприятность условий для садки карбонатного материала. В этом отношении они близки к красноцветам Приольхонья.

В бассейне верхнего течения Ангары красноцветные отложения выявлены пока в ограниченном числе пунктов. Здесь они представлены как субаэральными, так и аллювиальными фациями и приурочены к террасам высотой 90—100 и 120—130 м.

На левом склоне долины р. Большой Белой, у с. Каштак, на высоте около 130 м над уровнем реки буровой скважиной вскрыты (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Супесь светло-серая, лёссовидная	3,0
2. Суглинок темно-серый, плотный.	2,0
3. Суглинки и супеси красно-бурые, тяжелые, плотные, с галькой кварца, кварцита, выветрелого гранита и гнейса, с щебнем юрских песчаников и аргиллитов; в отдельных интервалах много картечин и горошин железомарганцевых окислов	15,3
4. Галечники красно-бурые в песчано-глинистом материале; галька некрупная (2—5 см), кварцевая, кварцитовая, кремневая, реже гранитная и гнейсовая	1,5
5. Песчаники серые, аркозовые, с редкой галькой, в верхней части (глубиной до 0,7 м) интенсивно обохренные	50

К красноцветной формации в данном разрезе относятся слои 3 и 4, причем мощный верхний слой состоит, по всем признакам, из делювиальных наносов (заклученная в нем галька заимствована из юры), а нижний полутораметровый слой представляет собой аллювий древней террасы, цоколь которой расположен на высоте около 110 м.

Другой разрез находится в 15 км восточнее описанного, на 110—120-метровой террасе левобережья р. Белой, между селами Узкий Луг и Нижний Булай. На заброшенном шахтном поле в ряде глубоких выработок для добычи трошковских каолинитов залегают (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Пески ярко-красные и красно-бурые, неясностойкие, глинистые, с галькой и гравием	2,7
2. Глины розовые, песчанистые, известковистые, с горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием тонких и широких полос кремневого, коричневого, светло-охристого и белого цвета. По слою разбросаны то округлые, то несколько вытянутые пустотелые карбонатные стяжения от 2—3 до 20—30 см	3,0
3. Глины серые и восковидные, каолинитовые, с кремневым щебнем	5,0

В верхнем горизонте признаки первичной текстуры сохранились крайне плохо, но сравнительно высокое насыщение песчано-глинистого материала галькой и наличие неясно очерченных линз последней не оставляют сомнения в его аллювиальном происхождении. Глинистая фракция этого аллювия состоит из монтмориллонита, каолинита и гидрослюд. В песчаной фракции и гальке явно преобладают минералы и породы, не поддающиеся химическому выветриванию: кварц, кварциты и разнообразные кремни. Известковистые глины слоя 2 являются, видимо, озерными.

Оба приведенных выше разреза находятся в долине р. Белой и иллюстрируют характер красноцветов на юрских отложениях. По долине Ангары ниже устья р. Белой, между с. Бархатово и г. Свирском, красноцветы залегают на юре и на карбонатных породах нижнего кембрия. Они достигают мощности 4—6 м и представлены тяжелыми красно-бурыми и бордовыми суглинками и супесями с картечинами окислов железа и с мелкой галькой кварца, кварцита, гранита и кремнистых сланцев; местами под ними сохранился маломощный (до 0,5 м) горизонт то сероцветного, то красноцветного мелкогалечного аллювия, залегающего непосредственно на кембрийских известняках.

Красноцветные отложения левобережья долины Ангары между с. Бархатово и г. Свирском залегают гипсометрически выше дна долины на 100—120 м и ниже этого уровня обычно не спускаются за исключением

случаев вторичного смещения в результате действия экзогенных процессов — делювиального смыва, оплывин и оползней. Ими прикрыты площадки древней речной террасы. С переходом от нее на отлогий склон делювиальные красноцветные суглинки и супеси ложатся прямо на нижнекембрийские или юрские отложения, не обнаруживая при этом каких-либо ясных признаков изменения общего облика в зависимости от смены коренного субстрата, за исключением того, что на юрских отложениях они более песчанисты и чаще содержат разбросанную гальку, нежели красноцветы на известняках и доломитах. Интразональность красноцветов по отношению к составу субстрата, на котором они залегают и который для отложений делювиального генезиса был во многих случаях единственным источником питания, является весьма характерной и важной литогенетической особенностью. Она проявляется прежде всего в сохранении красной или красно-бурой окраски отложений, независимо от того, залегают ли они на юрских континентальных полимиктовых отложениях, или на довольно простых по составу хомогенных породах нижнего кембрия. Кроме того, красноцветам одинаково свойственны позднедиагенетические рудные включения окислов железа.

К северу от устья р. Иды в строении коренных склонов долины Ангары заметную роль начинают играть красноцветные (бордовые, бурые, лиловые) породы верхолонской свиты. Вначале они появляются в виде тонких реликтовых пятен на плоских вершинах водоразделов, затем, благодаря плавному моноклинальному снижению их подошвы к северу, мощность их увеличивается, и в районе Балаганска, в связи с погружением подошвы ниже уреза Ангары, они активно участвуют в строении склонов и примыкающих водораздельных пространств примерно до долины р. Уды, севернее которой выходят уже отложения ордовика, представленные как сероцветными, так и красноцветными отложениями. Вследствие такого состава коренных склонов выделение позднеогеновой красноцветной формации здесь сопряжено с трудностями, ибо практически все склоновые субаэральные отложения, независимо от их возраста и гипсометрического положения, являются красноцветными. Такой важный во всех случаях признак, как красноцветность, здесь утрачивает диагностическое значение, и формация как бы растворяется в общей массе склоновых суглинков и супесей. Однако на высоте 80—100 м и выше над руслом Ангары в их основании кое-где отмечены бордовые и бурые суглинки и супеси, имеющие плотное сложение и множество вторичных железистых стяжений. Эти последние соответствуют красноцветам высоких террас области распространения юрских и кембрийских сероцветных пород.

Еще севернее, в районе развития ордовикских отложений усть-кутской, ийской, мамырской и братской свит, мы наблюдали красноцветы только в двух пунктах: на левом склоне долины Ангары, у Балинского останца обтекания, и в Шамановском расширении долины Оки.

У Балинского останца они приурочены к неширокой террасообразной площадке высотой 85 м над руслом Ангары, сложенной алевролитами и песчаниками ийской свиты. Залегающие на ней красноцветы перекрыты 16-метровой толщей серого и коричневатого-серого плейстоценового делювия. Под ним с четкой границей залегает 6-метровая толща ярких, оранжево-бордовых, красных и красно-бурых, делювиальных суглинков и супесей, очень плотных и густо насыщенных черными картечинами и дробиными окислов железа. Глинистая фракция красноцветной толщи состоит из каолинита, гидрослюда и монтмориллонита.

К северу от Балинского останца обтекания, вплоть до Братска, в долине Ангары красноцветы не обнаружены. Их удалось наблюдать лишь на высоких террасах долины Оки в пределах Шамановского расширения. В окрестностях Первомайского леспромхоза, расположенного

в 15 км восточнее современного русла Оки, на террасе высотой 80—90 м, непосредственно сверху либо под тонким слоем навесных песков залегают галечники в красно-бурой песчанистой тяжелой глине. Мощность красноцветов здесь не более 1,5 м. Под ними лежат известковистые песчаники мамырской свиты. В составе гальки отмечены экзотические для данного района кварциты, кремнистые сланцы, порфиры, реже встречаются граниты и порфириты; галька местных пород — песчаников, аргиллитов и трапчов — составляет до 30% обломочного материала. В этом несомненно аллювиальном осадке признаки первичной текстуры почти полностью утрачены. Разбросанная в беспорядке галька заключена в неслоистую однородную песчано-глинистую массу. Плохая сохранность текстуры аллювия в данном случае, как, впрочем, и во многих других, является следствием наложенных механических превращений, возникающих в осадке под влиянием выветривания, которому они, будучи маломощными (несколько метров) и не прикрытыми сверху защитной крышкой из более молодых отложений, постоянно подвергались.

Ниже Братских порогов красноцветные отложения, по данным Э. И. Равского (1959а), систематизировавшего материалы проведенных здесь поисковых и разведочных работ на алмазы, приурочены к VIII (90—100-метровой) террасе Ангары и Илима. Из приведенных им разрезов этой террасы близ с. Невон на Ангаре и с. Сотниково на Илеме следует, что ее аллювий представлен то розовато-бурым песчано-глинистым материалом с примесью (до 30%) гальки кварца, кварцита, кремня, порфира, песчаника, то переслаиванием почти мономинеральных кварцевых светло-коричневых песков и олигомиктовых некрушных галечников. Аллювий этот, мощностью до 2—4 м, обычно прикрыт сверху делювиальными суглинками, в основании которых изредка можно выделить прослой плотного суглинка коричневатого-красного цвета.

Отмечая «несколько красновато-бурую окраску» аллювия VIII террасы, Э. И. Равский указывает, что этой своей особенностью он резко отличается от аллювия соседних по разрезу террас — VII (70—80 м) и IX (110—120 м). В частности, для аллювия последней, по его данным, характерны светлые, преимущественно серовато-желтые тона окраски, сближающие их с типичными «белоцветами», которые образуются в условиях выноса соединений железа при определенном типе химического выветривания. По мысли автора, аллювий 110—120-метровой террасы соответствует низам кирнаевской либо верхам бельской свиты приангарской части Енисейского края и имеет возраст не моложе миоцена. Он подвергался существенному отбеливающему выветриванию еще до накопления аллювия 90—100-метровой террасы, формирование которой отнесено к плиоцену. Развивая мысль автора, нетрудно прийти к выводу, что формирование аллювиальных свит двух самых высоких террас среднего течения Ангары, по-видимому, разделено значительным промежутком времени, быть может, во много раз большим по абсолютной продолжительности, чем весь четвертичный период. Такое предположение кажется маловероятным. Если бы формирование аллювия IX террасы в среднем течении Ангары непосредственно предшествовало образованию 90—100-метровой террасы с красноцветным аллювием, то они вряд ли могли быть столь резко отличными по литологии. В этом убеждает единственный описанный для долины Ангары Э. И. Равским разрез отложений IX террасы на Невонском поисковом участке (по наблюдениям Л. И. Булышевой). Считаю целесообразным привести его. Под почвенно-растительным горизонтом залегают (сверху вниз):

Мощность, м

1. Глина бурая, песчанистая, плотная, с пятнами ожелезнения; контакт с лежащим ниже слоем неровный
2. Песок грубозернистый, розовато-бурый, с содержанием до 10%

4,2

	Мощность,
гравия и мелкой гальки кварца, кремня, кварцита, порфира, песчаника и др. Контакт с лежащим ниже слоем четкий, неровный	0,7
3. Галечно-щебнисто-глибовый материал, связанный разнозернистым глинистым песком темно-бурого цвета. Галька аналогична описанной выше; щебень и глыбы представлены траппом; щебень выветрелый и ожелезненный	1,0
4. Песчаник тунгусской свиты, зеленовато-серый, выветрелый, глинистый	0,1

Как видно из описания разреза, слагающий его аллювий (слои 2 и 3) по цвету и составу подобен аллювию VIII террасы этого же участка. По характеру окраски он также может быть отнесен к разряду красноцветных отложений. Достаточно ясные признаки отбеливания здесь не проявляются.

Иная картина наблюдается в отложениях того же гипсометрического уровня в приустьевой части р. Тубы. Как следует из описания Э. И. Равского, они действительно несколько осветлены и, возможно, испытали на себе отбеливающее воздействие выветривания, что подтверждается, кроме того, наличием в осадке сильно выветрелых обломков траппа и преобладанием обломков пород и минералов, стойких к выветриванию. Если это так, то их вряд ли можно сопоставить с рассмотренными выше отложениями IX террасы Ангары. Не исключено, что белочетные галечники долины р. Тубы относятся к водораздельным галечникам, объединяющих в своем составе отложения разного возраста.

Аналогом восточносибирских красноцветов на Енисейском кряже является асташевская свита, выделенная К. В. Боголеповым (1955а). Красноцветные песчано-глинистые отложения здесь слагают наиболее высокий террасовый уровень Ангары, распространяются на пониженные пространства водоразделов и залегают в верхней части разреза тектонических котловин Приангарья на размытой поверхности отложений неогена и палеогена. Мощность асташевской свиты не более 20 м. Она сложена охристыми и красно-бурыми супесями и суглинками с гравием, галькой и обломками стяжений и корок лимонита. Преобладают слабо окатанные выветрелые породы Енисейского кряжа. По мнению К. В. Боголепова (1961), асташевская свита сложена преимущественно аллювиальными фациями мелких, периодически высыхавших водотоков, перегруженных обильным количеством делювиального материала. Литологический облик асташевской свиты позволяет думать, однако, что собственно аллювиальные фации в ней играют скорее всего второстепенную роль и уступают место фациям делювиальным, пролювиальным и мелких переувлажненных озер. Это заключение больше согласуется с выводом автора о накоплении отложений в ксеротермических условиях степного и лесостепного ландшафта. В качестве характерных признаков свиты, кроме красноцветной окраски, К. В. Боголепов отметил наличие рассеянного и конкреционного аутигенного кальцита и преобладание в глинистой фракции минералов монтмориллонитовой группы. В этом отношении красноцветы Енисейского кряжа напоминают красноцветную карбонатную формацию южных районов Западного Забайкалья.

Обращаясь к общей характеристике красноцветных отложений долины Ангары, необходимо прежде всего подчеркнуть, что они соответствуют начальной стадии ее развития. Залегая на наиболее высоких террасах и приводораздельных частях склонов, они в каждом отдельном случае никогда не спускаются ниже определенного гипсометрического уровня и приобретают благодаря этой особенности важное маркирующее значение. При специальных исследованиях нижний гипсометрический уровень непереогложенных красноцветов (конечно, при условии их сохранности) может быть обнаружен без особых трудностей, особенно в районах, сложенных «сероцветными» коренными породами. Этот уровень как

бы разделяет два этапа в развитии долины Ангары: ранний, дочетвертичный, и поздний, собственно четвертичный. Этот вещественно «зримый» уровень следует принять за опорный при оценке характера и темпа новейших движений после отложения красноцветной формации. Нам кажется, что такой подход обеспечил бы большую объективность выводов, нежели предпринимавшаяся Н. И. Соколовым попытка уловить в долине Ангары продольную деформацию каждой террасы, попытка, открывающая широкую возможность для субъективной интерпретации возраста и гипсометрического положения террас в продольном профиле долины. Это замечание относится прежде всего к высоким (выше 50 м) террасам, отличающимся, как известно, чрезвычайно плохой сохранностью и почти полным отсутствием палеонтологического материала. Опыт многолетних исследований убедил не только нас, но и других геологов в невозможности прослеживания уровней высоких террас в долине Ангары. Что же касается неплохо сохранившихся низких террас, то подобные наблюдения над ними мало что дают, вследствие их молодости, для оценки величины деформации.

Скудные данные о положении нижнего уровня красноцветов показывают, что он расположен наиболее низко у Балинского останца обтекания (70—80 м) и в пределах Шамановского расширения (80—90 м), а наиболее высоко — на Ангаро-Бельском водоразделе (110—120 м). Таким образом, на отрезе между устьями Белой и Оки деформацию нижнего уровня красноцветных отложений можно оценить величиной 30—40 м. Иными словами, часть Средне-Сибирского плоскогорья, примыкающая к меридиональному отрезку долины Ангары, между устьями Белой и Оки, испытала за четвертичное время неравномерное поднятие, более быстрое на юге и замедленное на севере, перед районом Братских порогов.

Итак, красноцветные отложения на юге Восточной Сибири имеют полное право на признание их в качестве самостоятельного формационного подразделения неогена. Накопление этой своеобразной формации началось после того, как была сформирована баяндайская свита (миоцен — нижний плиоцен). Непрерывной преемственной связи между ними пока не обнаруживается. Напротив, в ряде случаев видно, что красноцветы залегают на них с явным перерывом и даже с признаками углового несогласия (о-в Ольхон). По всей совокупности признаков, красноцветные отложения Средне-Сибирского плоскогорья представляются нам одновозрастными с красноцветами Западного Забайкалья, в которых нередко обнаруживаются захоронения гипшарионовой фауны. Их возраст ограничивается, по-видимому, рамками позднего плиоцена (нижнего эоплейстоцена) и, во всяком случае, они не «проникают» в четвертичную систему (в обычном понимании ее объема), вопреки ошибочному мнению Н. И. Соколова (1957) о накоплении красно-бурых суглинков в Приангарье еще в миндель-риссе.

За исключением забайкальских красноцветов с их сравнительно богатыми захоронениями, красноцветы Восточной Сибири крайне бедны органическими остатками. Несмотря на многочисленные попытки, даже не удалось выделить в них более или менее показательный спорово-пыльцевой комплекс. В красноцветах Петровской синклинали (Ангаро-Ленское междуречье) обнаружены лишь сильно минерализованные лимонитом пыльцевые зерна хвойных, по контуру которых можно предположить принадлежность к родам *Picea* и *Pinus*. Э. И. Равский указывает находку в аллювии VIII террасы (90—100 м) Ангары (район с. Невон) остатков, *Cervus* sp. и обломков трубчатых костей, высокая степень минерализации которых позволила В. И. Громову высказать предположение о нижне-четвертичном — неогеновом их возрасте.

ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В заключение остановимся на наиболее общих особенностях красноцветной формации. Во-первых, следует отметить известную интразональность ее внешнего литологического облика по отношению к вещественному составу материнского субстрата. Это относится в первую очередь к цвету отложений, обусловленному несколько повышенным содержанием окисных соединений железа. Цвет формации — наиболее стойкий диагностический признак, сохраняющий свое значение как в области неоген-четвертичного горообразования (Прибайкалье и Забайкалье), так и на Сибирской платформе. Лишь в кайнозойских впадинах байкальского типа и некоторых впадинах Забайкалья, испытавших в позднем неогене быстрое опускание, красноцветная формация становится по цвету нетипичной вследствие быстрой аккумуляции и разбавления окислов железа значительными объемами обломочного материала.

Единичные анализы глинистой фракции красноцветов, которыми мы располагаем и которые приведены в литературе (Боголепов, 1961), указывают на повсеместное присутствие, а местами и преобладание в их составе минералов монтмориллонитовой группы. Следовательно, и минеральный состав глинистой фракции красноцветов, по-видимому, также в значительной степени интразонален по отношению к составу материнских пород, а также к темпу новейших движений на рассматриваемой территории. И красный цвет и преобладание монтмориллонита в глинистой фракции являются, конечно, следствием более общей причины. В качестве таковой, вероятно, выступал засушливый и достаточно теплый климат верхнего плиоцена, условно сравнимый с существующим ныне в степях Арало-Каспийской области и Северного Предкавказья. Во всяком случае, систематический состав гиппарионовой фауны забайкальских красноцветов делает такое предположение для южной части Восточной Сибири наиболее приемлемым.

Е. М. Великовская (1961) пришла к выводу, что красноцветные отложения с гиппарионовой фауной на севере достигают примерно 50-й параллели и что на огромных пространствах Евразийского континента в плиоцене господствовала равнина с отдельными, не очень высокими возвышенностями и горными грядками. Эта равнина, судя по населявшим ее гиппарионам, носорогам и другим животным, представляла собой степь, близкую к современным саваннам. Подобный взгляд на палеогеографическую сущность красноцветной формации, оправданный при общем широком, в объеме всего континента, рассмотрении формации, нуждается в некотором уточнении.

Из приведенных выше данных видно, что на территории Средней Сибири красноцветная формация проникает значительно севернее 50-й параллели (рис. 19); ее граница в настоящее время может быть отодвинута примерно до Северного полярного круга и намечена по крайним северным выходам на междуречье Мархи и Тюнга (Плотникова и др., 1960). Это, конечно, не означает, что и в северных широтах красноцветы содержат гиппарионовую фауну, но наличие ее на Голубое, около 52° с. ш., показывает, что она может быть найдена на значительном удалении от 50-й параллели.

Так обстоит дело с распространением красноцветов на север. Думать, что они имеются севернее 66—68-й параллели, нет пока оснований. В литературе по геологии неогеновых и четвертичных отложений территории к северу от Полярного круга отсутствуют указания на красноцветы. Последним здесь, вероятно, соответствуют отложения сероцветной формации приморского, гумидного климата побережья Ледовитого океана. На междуречье Мархи и Тюнга в красноцветных аллювиальных отложе-

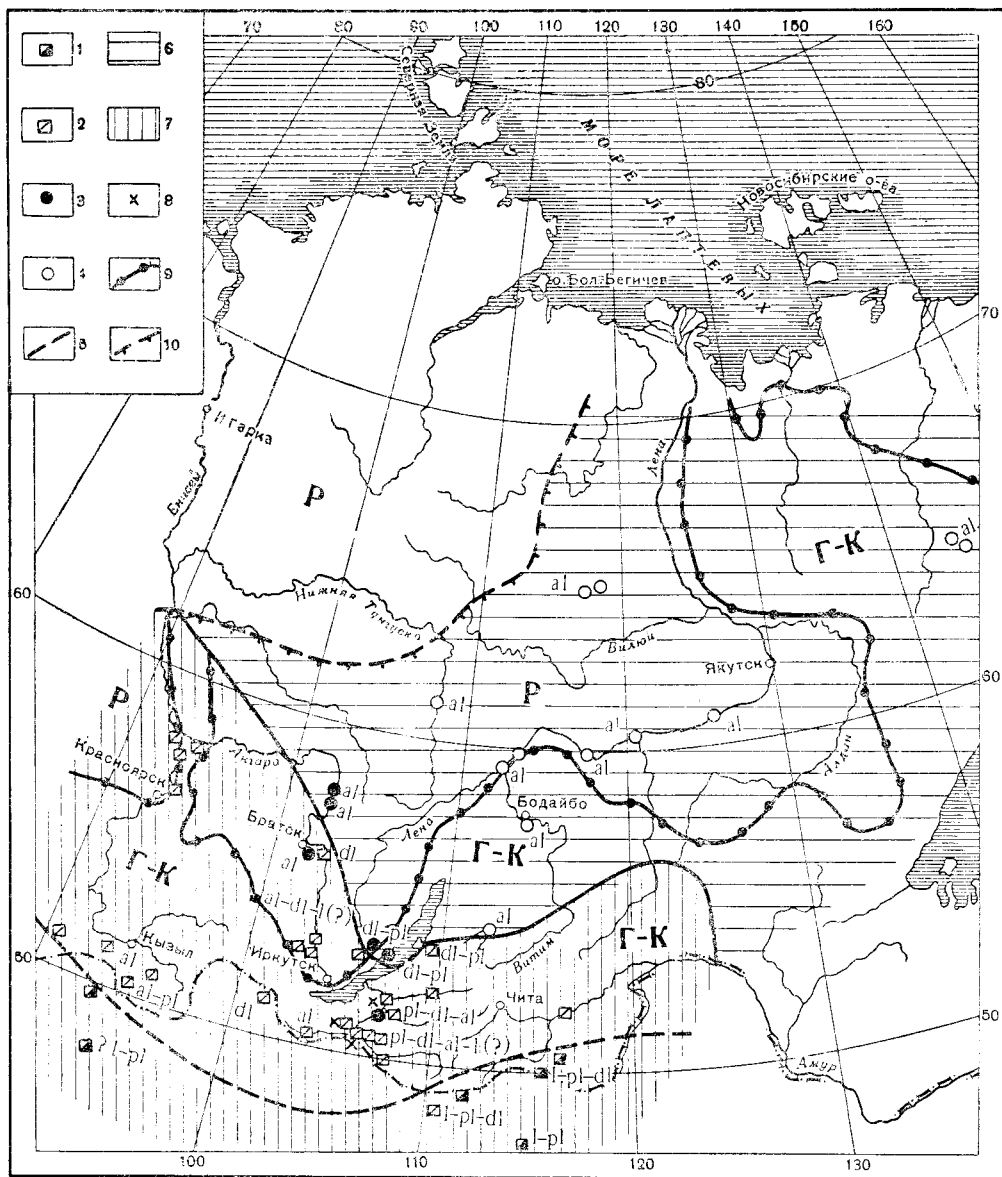


Рис. 19. Схема распространения красноцветных отложений и палеогеографии нижнего эоценоидна в Восточной Сибири.

Аутигенные ассоциации: 1 — гипс-кальцитовая; 2 — кальцитовая; 3 — бескарбонатная, преимущественно марганцево-железистая; 4 — красноцветные отложения с неясной аутигенной ассоциацией; 5 — северная граница красноцветных отложений с гипс-кальцитовой ассоциацией; 6 — зона гумидного (?) климата; 7 — зона промежуточного (семигумидного) и аридного климата; 8 — места находок гишарионовой фауны; 9 — граница между равнинными и горно-котловинными геоморфологическими ландшафтами; 10 — граница максимального оледенения

ниях определен сравнительно богатый спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого отмечены: *Sphagnum* sp., *Lycopodium* sp., *Polypodium* sp., *Picea* sp., *Pinus* подрода *Harpoxylon*, *Pinus* подрода *Diploxylon*, *Myrica* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Artemisia* sp., *Corylus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., семейств Juglandaceae, Ericaceae, Gramineae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Onagraceae, Compositae. (Плотникова и др., 1960). Состав

этого комплекса указывает, что в отложениях северных пунктов области распространения красноцветов уже содержится пыльца и споры растений, образующих в совокупности растительную ассоциацию достаточно влажного климата. С приближением к побережью Ледовитого океана его влажность несомненно возрастала и он становился приморским. Параллельно с этим «красноцветный» тип литогенеза должен был замещаться «сероцветным».

При всем однообразии внешнего облика рассматриваемой формации она обнаруживает достаточно ясные признаки внутренней зональности, проявляющейся в качественной смене аутигенных соединений с юго-юго-востока на северо-северо-запад. На юге Восточного Забайкалья красноцветные отложения так называемой удинской толщи, содержащие остатки *Hipparion* sp., в районе Торейских озер гипсоносны и карбонатосны. В Южной Бурятии и в Присаянье гипс в красноцветах пока не отмечен, но здесь распространены карбонаты кальция в виде рассеянной пыли или в форме диагенетических обособлений — пятен, «журавчиков» и конкреций (табл. 8). С продвижением к северу степень карбонатонасыщенности убывает, и уже в красноцветах Витимского плоскогорья и Байкало-Патомского нагорья, судя по данным С. Г. Мирчинк (1960), карбонаты

Т а б л и ц а 8

Состав и содержание (в %) углекислых солей в красноцветных отложениях нижнего эоценоидеона

Место нахождения	Карбонатная порода	CaCO ₃	CaMgCO ₃
Окрестности г. Кяхты	Щебнистый розовый известковистый песчаник	46,5	6,8
Там же	Мелкообломочная известковая брекчия	30,3	2,2
Красноцветы разреза горы Тологой	Красноцветный известковый гравелит	40,6	3,3
Там же	Доломитисто-известковая костеносная конкреция	39,5	5,5
Село Узкий Луг, 120-метровая терраса р. Белой	Доломитистый мергель; конкреция из красного аллювия террасы	50,8	2,8

не играют существенной роли. В изученных нами разрезах Приольхонья и Ангаро-Ленского междуречья красноцветы также не содержат макроскопически заметных скоплений аутигенной извести. Исчезновение последней из состава отложений выглядит на первый взгляд «внезапным», если принять во внимание, что всего в 150 км к юго-юго-западу, в окрестностях горы Тологой, они сильно известковисты. Переход карбонатных красноцветов в бескарбонатные представляет собой достаточно хорошо изученное явление, которое невозможно объяснить сменой петрографического состава материнского субстрата, ибо значение карбонатных пород в его сложении возрастает с юга на север; в окрестностях Тологой и Береговой карбонатных пород вообще нет, в архее Приольхонья кристаллические известняки играют заметную роль, а на Ангаро-Ленском водоразделе уже в неогене карбонатные отложения нижнего кембрия занимали на поверхности равные, если местами не большие, площади, чем терригенные отложения верхнего кембрия и юры.

Для красноцветов Приольхонья и Ангаро-Ленского междуречья характерна другая, «рудная» ассоциация диагенетических стяжений.

Здесь часто встречаются пласты с «картечинами» и «дробинами» окислов железа и марганца, местами относительно густо насыщающими породу.

К западу от 104-го меридиана и до восточного склона Енисейского кряжа картина менее ясна: известные здесь выходы красноцветов слишком малочисленны, чтобы можно было составить четкое представление об их составе. В разрезах у Балинского останца и в Шамановском расширении они бескарбонатны, но содержат местами (у Балинского останца) обильные марганцево-железистые стяжения. Э. И. Равский (1959б) при описании красноцветного аллювия участка Невон также не указывает признаков карбонатности.

Таким образом, в пределах Иркутского амфитеатра карбонатсодержащие фации тяготеют к полосе, непосредственно примыкающей к Восточному Саяну. Ширина этой полосы на юго-востоке незначительна, порядка 200—300 км. На северо-западе она смыкается (см. рис. 19) с районом карбонатсодержащих красноцветов южной части Енисейского кряжа и Западно-Сибирской низменности, которые описаны К. В. Боголеповым (1961) под названием «красноцветной монтмориллонитово-карбонатной формации мио-плиоцена». К северо-востоку от этой полосы следуют малокарбонатные или бескарбонатные красноцветы. К этой же группе относятся красноцветные, преимущественно аллювиальные отложения бассейна Витима (Витимское плоскогорье, Байкало-Патомское нагорье) и среднего течения Лены. Нужно отметить, что описания расположенных здесь отложений слишком схематичны, и поэтому невозможно ясно представить, какие позднедиагенетические соединения для них характерны. Во всяком случае, признаки существенного участия карбонатов здесь никем не отмечены. Принимая во внимание, что карбонатность красноцветов — признак, легко поддающийся диагностике даже в полевых условиях, можно думать, что карбонатоносные фации здесь действительно отсутствуют.

Соответствующие красноцветным отложениям стадия развития рельефа Восточной Сибири знаменует начало изменений древнего рельефа, сложившегося в миоцене — нижнем плиоцене, с его типичными равнинными или близкими к этому ландшафтами. Именно в это время резко усилились и дифференцировались неотектонические движения. Следствием этого импульса явилось общее обострение эрозивных процессов и расчленение поверхности, наложенное на некий неоднородный по амплитуде «тектонический фон». Расчленение Саяно-Байкальского нагорья шло более быстрым темпом, чем территории Сибирской платформы. Это, не требующее особых доказательств положение вытекает из разной скорости поднятия платформы и нагорья. Именно при образовании красноцветной формации на юге Восточной Сибири окончательно обозначились обе эти области, как орографически, так и геоморфологически вполне самостоятельные. На плоскогорье глубина эрозионного вреза за время формирования красноцветов может быть оценена цифрой не менее 70 м, а в полосе впадин байкальского типа она, несомненно, в несколько раз больше, хотя и не может быть выражена количественно из-за наложенности позднейших деформаций и отсутствия в хребтах отложений, соответствующих этому этапу развития. Некоторые хребты были проплены на глубину в несколько сотен метров. На то, что поднятие хребтов протекало весьма энергично, указывает грубость состава (валунники, конгломераты, пески) плиоценовых охристых моласс межгорных впадин — Тункинской, Байкальской и Баргузинской.

Нельзя, однако, не заметить, что в рельефе нагорья в то время значительную роль еще играли реликты предшествовавшей денудационной поверхности и что в целом степень его горизонтального расчленения была ниже, чем в антропогене, поскольку он выступал в качестве, так сказать, первой производной от древнего неогенового рельефа и формировался на его в общем слабо расчлененной основе. Следовательно, он был более

«мягким», чем современный рельеф нагорья, однако, уже тогда здесь утвердились настоящие горно-котловинные ландшафты. Другое дело — территория Сибирской платформы, где новейшие движения имели малую амплитуду, слабую контрастность, и рельеф благодаря этому оставался более или менее равнинным.

Согласно существующим представлениям, красноцветность отложений субаэрального и субаквального генезиса является признаком их накопления в аридном либо семиаридном климате. Однако, как подчеркнул недавно Н. М. Страхов (1962), одной лишь красноцветности осадков для суждения об аридности климата все-таки недостаточно, поскольку некоторые красноцветы отлагались в условиях гумидного климата (например, отдельные типы глинисто-железистых пород). Многие исследователи склонны связывать природу окраски со специфическим «красноземным» типом выветривания, характерным для аридного климата, когда главными и конечными производными в спектре глинистых минералов были гидрослюды и монтмориллонит. Считается, что при переходе из засушливых областей в увлажненные красноземное выветривание сменяется каолиновым и наряду с этим идет частичное обесцвечивание отложений (Разумова, 1961).

В современных поясах с аридным и семиаридным климатом, охватывающих северную часть субтропиков и южную часть зоны умеренного климата, красноземный тип выветривания не развит. Его вероятными аналогами здесь являются бурые, каштановые и, частично, черноземные почвы пустынно-степных районов, сухих степей и степей более умеренного, но все же теплого (суббореального) климата, с весьма характерным для них накоплением карбонатов и сульфатов. Собственно красноземное выветривание и почвообразование наблюдаются сейчас в тропических и субтропических областях и проявляются там как при избыточном увлажнении (зона тропических лесов), так и в саваннах, в том числе опустыненных (Ричардс, 1961; Герасимов и Глазовская, 1960). В силу особых термодинамических условий выветривание здесь достигает сипалитно-аллитной стадии. Красноцветность таких кор выветривания и продуктов их переотложения и обусловлена сравнительно высоким содержанием свободных окислов алюминия и железа, которые, как известно, образуют в них характерный парагенез.

Вся совокупность фактов об эолейстоценовых красноцветах Восточной Сибири и сопутствовавшим им красноземном выветривании не умещается пока в представления о современном корообразовании в суббореальных засушливых областях, и тем более в субтропических и тропических. С красноземным выветриванием последних оно имеет лишь внешнее сходство, выражающееся в одинаковой окраске. Во всех других отношениях они, конечно, глубоко различны. Иными словами, красноземному выветриванию и красноцветам позднего неогена Восточной Сибири мы не находим аналогов в современной обстановке. Несомненно, что они формировались в условиях умеренного и сравнительно теплого климата и что последний хотя и отличался значительной сухостью, но все же был географически зональным. Вывод о географической (поясной) зональности в это время вытекает из зонального же распространения в красноцветах хемогенных соединений. Так, присутствие в них на юге Восточной Сибири карбонатов и (редко) сульфатов кальция достаточно ясно указывает на формирование в засушливых условиях и на преобладание степных ландшафтов. Этому заключению не противоречит и состав гиппарионовой фауны Тологоя и Береговой, в котором наряду с гиппарионами отмечены остатки антилоп, носорога (типа этрусского), гиены, волка, страуса и нескольких родов грызунов (проохотона, докор, хомяк и др.). Отсутствие карбонатов в красноцветах северных районов объясняется, по-видимому, существованием здесь более влажных условий, когда процесс карбонато-

накопления в субаэральных отложениях оказался подавленным и в ряде случаев его заменило накопление железистых соединений. Зоне бескарбонатных красноцветов, видимо, соответствовал несколько иной характер выветривания и почвообразования. Наличие местами обильного количества стяжений окислов железа может быть оценено в первом приближении как результат накопления красноцветов внутри ареалов лесной растительности, так как именно в лесных почвах, особенно в иллювиальном горизонте, нередко наблюдаются скопления зерен и бобовин гидроксидов железа. В северных районах степные ландшафты сочетались с лесостепными и лесными.

Итак, красноцветная формация при всем ее внешнем однообразии обладает признаками «широтной» литогенетической зональности, проявляющейся в соответствующем распределении в осадках хемогенных компонентов, и в первую очередь карбонатов кальция. Сульфаты кальция зафиксированы лишь на самом юге Забайкалья и являются признаком наибольшей аридности климата именно в районах, пограничных с Монгольской Народной Республикой. В распределении окислов железа тоже намечаются признаки некоторой зональности, в частности — тяготение лимонитово-глинистых горошин и бобовин к безызвестковым фациям северных районов.

Привлекает к себе внимание также неравномерная представительность отдельных генетических типов в том же меридиональном направлении (см. рис. 19). В южных районах Забайкалья широко представлены субаэральные отложения, роль аллювиальных и озерных фаций здесь, по имеющимся данным, второстепенна. На севере дело обстоит иначе: среди красноцветов среднего течения р. Лены (Алексеев и др., 1962), междуречья Мархи и Тунга (Плотникова и др., 1960), в нерской серии впадин Яно-Колымского золотоносного пояса (Шило, 1961) описаны одни лишь аллювиальные типы и пока не упоминаются отложения субаэральноего генезиса, которые там, видимо, все-таки имеются в подчиненном количестве.

В направлении с юга на север, таким образом, субаэральные и субавальные отложения как бы меняются ролями, что также указывает на возможное влияние климатической зональности, в частности — на усиление гумидности климата. К северу от Полярного круга красноцветные отложения должны фациально заместиться сероцветными под влиянием гумидного климата побережья Ледовитого океана. Последнее предположение вытекает из косвенных предпосылок и нуждается, конечно, в дальнейшей проверке.

Говоря о климате позднего плиоцена на юге Восточной Сибири, как о вполне сухом, нельзя не коснуться вопроса о его соотношении с климатом эпохи накопления баяндайской и халагайской свит и тех противоречий, которые при этом сравнении возникают.

При рассмотрении указанных свит отмечалась развитость в них таких литологических признаков, которые свидетельствуют об иссушении климата по сравнению с предыдущей эпохой. К ним относятся: широкое участие карбонатсодержащих пород (известковистые глины, мергели и даже известняки), преобладание в глинистом спектре минералов монтмориллонитовой группы, отсутствие достаточно мощных и выдержанных пластов лигнита. По совокупности перечисленных признаков и преобладанию блеклой, преимущественно зеленой окраски баяндайская свита отнесена к отложениям переходного климата — от типично гумидного к типично аридному.

Если отвлечься от литохимических особенностей сравниваемых толщ — красноцветной и зеленоцветной — и принять во внимание одну лишь окраску, то можно прийти к выводу, что климат в нижнем эоплейстоцене был более аридным, нежели в миоцене — нижнем плиоцене. Но этому

противоречит то обстоятельство, что главные литохимические индикаторы засушливости климата — карбонатонасыщенность и гипсоносность отложений — выражены лишь в баяндайской и халагайской свитах; в красноцветных отложениях этих же районов они не проявляются.

Нам кажется, что причину такого несоответствия следует искать в генетических различиях сравниваемых толщ. В самом деле, баяндайская и халагайская свиты сложены в основном озерными и озерно-болотными отложениями.

Несмотря на свои малые размеры, водоемы, в которых накапливались эти отложения, играли роль конечных для стока большей части обломочного и растворенного материала, сносившегося с соседних возвышенностей. Именно это свойство водоемов (хотя они и не были «конечными» в точном смысле этого слова) является причиной того, что в обоих свитах наблюдаются, с одной стороны, явное преобладание и даже господство глинистых пород, а с другой — широкая представительность карбонатсодержащих и собственно карбонатных отложений, а также проявления желваковой гипсоносности. Отсюда видно, что красноцветы тех же районов, будучи сложены делювием, пролювием и аллювием, т. е. генетическими типами «транзитного» характера, отвечающими начальным и промежуточным стадиям перемещения материала, могут содержать мало извести или вовсе ее не содержать.

Строго говоря, проводить более или менее точные сравнения по климату двух хронологически следующих одна за другой континентальных толщ можно в том случае, если эти толщи состоят из отложений одинакового генезиса. При сравнении генетически разнотипных континентальных толщ возможность правильных выводов значительно уменьшается. Именно поэтому мы воздерживаемся от категорических выводов относительно аридности климата верхнего плиоцена, на что иногда указывают на основании одной лишь красноцветности. В то же время совершенно отчетливо видно, что на ближайших подступах к Западному Прибайкалью, в Южном Забайкалье, красноцветные отложения по главным литологическим особенностям близки к аридным, правда, более древним красноцветным формациям Центрального и Южного Казахстана, подробно рассмотренным В. Н. Разумовой (1961). Кроме того, они содержат в общем комплексе «сухотлюбивой» гиппарионовой фауны. Среди них в дальнейшем, возможно, будут обнаружены и эоловые аккумуляции.

Сравнение двух смежных в разрезе неогена толщ приводит к выводу, что обе они в южных районах Восточной Сибири находятся вне рамок типичных гумидных формаций, но в то же время в них недостаточно развиты и признаки типичной аридности. Следовательно, они занимают промежуточное положение и могут быть выделены под названием переходных, или семигумидных (семиаридных) формаций. Это же сравнение не позволяет пока говорить утвердительно о прогрессировавшей аридизации климата в течение неогена и полностью отрицать возможность обратных соотношений в палеоклиматах, а именно — большей аридности мио-плиоценового климата по сравнению с эоплейстоценовым.

Заканчивая на этом обзор поздненеогеновых красноцветных отложений Восточной Сибири, мы считаем необходимым еще раз подчеркнуть, что существующие представления об однообразии физико-географических условий времени их накопления слишком упрощены. В действительности дело обстоит гораздо сложнее. При движении с юга на север наблюдается смена комплекса отложений, образовавшихся в условиях полусухотливого климата, комплексом отложений, сформировавшихся в местностях с более влажным климатом. Остается неясным вопрос о причинах устойчивости окраски отложений на огромном пространстве, измеряемом тысячами километров по широте и долготе. Можно лишь догадываться, что в это время имел место особый, «железистый» тип выветривания, обусловивший нако-

пление и сохранение в нередуцированном виде большей части окисных соединений железа в субаэральных и даже в субаквальных отложениях. О признаках такого выветривания писал в свое время Ю. А. Билибин (1939), различавший в южной части Алданского массива три этапа выветривания: 1) каолиновое, 2) охристое и 3) физическое. О «красноземном», или «железистом» типе выветривания в позднем неогене высказано в последнее время много частных замечаний (Боголепов, 1961; Разумова, 1961; Великовская, 1961), но в целом этот вопрос остается до сих пор неясным. Вероятно, мы имеем дело с ископаемым выветриванием, которое при современном состоянии атмосферы и климата на Земле совершенно не осуществляется.

Четвертичные отложения

На юге Иркутского амфитеатра четвертичные отложения долгое время оставались наименее изученным звеном нормального разреза, хотя о их широком распространении и связи с ними остатков ископаемых позвоночных и следов культур каменного века писал еще И. Д. Черский (1872, 1874), проводивший по собственной инициативе, а также по поручению Восточно-Сибирского отдела Русского географического общества первые палеонтологические и археологические раскопки в окрестностях Иркутска и в других пунктах. Занимаясь в течение ряда последующих лет изучением ископаемых остатков млекопитающих Сибири, в том числе и крупной коллекции Ново-Сибирской экспедиции Академии наук, И. Д. Черский расчленил четвертичные отложения Сибири на два отдела, но отметил условность этого расчленения, поскольку «вертикальное распределение остатков млекопитающих животных в постпллюценовых наносах Сибири не дает нам еще ни одного вида, который мог бы считаться бесспорно характерным и руководящим для какого-либо из знакомых нам стратиграфических отделов этих отложений» (Черский, 1891, стр. 690).

С научных позиций нашего времени видно, что мнение И. Д. Черского об отсутствии в четвертичных отложениях Сибири руководящих ископаемых было ошибочным. По поводу стратиграфической схемы Черского полвека спустя В. А. Обручев (1938) заметил, что ее «нужно признать недостаточно полной и недостаточно точной», так как в ней не отражено многообразие природных явлений в Сибири в течение четвертичного периода. В. А. Обручев, опираясь на материалы своих многолетних исследований в Сибири и на данные многих геологов и географов, предложил свою схему стратиграфии четвертичных отложений, в которой различал (снизу вверх):

«4) Долодниковые речные, озерные, элювиальные и делювиальные отложения.

2) Ледниковые образования первой, или максимальной эпохи оледенения — морены, флювиогляциальные, речные, озерные, эоловые и прочие.

3) Межледниковые образования — отложения первой бореальной трансгрессии на севере, озерные, речные и прочие на юге.

4) Ледниковые образования второй, и последней, эпохи оледенения, флювиогляциальные, речные, озерные, эоловые и прочие.

5) Последледниковые образования — отложения второй бореальной трансгрессии и тундровые на севере и северо-востоке, озерные, речные и прочие на юге.

6) Современные образования — элювий, делювий, аллювий; ледниковые отложения существующих ледников на Алтае, в Сауре, Восточном Саяне, на Камчатке, тундровые отложения на севере» (Обручев, 1938, стр. 1192).

В основу этой схемы положено признание существования двух самостоятельных эпох оледенения, остальные подразделения ее естественно вытекают из этого положения. В. А. Обручев полагал, что наиболее существенные изменения в эту общесибирскую схему могут быть внесены

в дальнейшем за счет расчленения эпохи первого оледенения еще на две или на три, разделенные межледниковыми эпохами. Схема В. А. Обручева, несмотря на ее «палеогеографичность» и отсутствие надлежащего палеонтологического обоснования, явилась крупным вкладом в изучение четвертичных отложений Сибири и не утратила своего значения до сих пор. На ее основе в течение двух последних десятилетий для ледниковых и перигляциальных районов Восточной Сибири были разработаны региональные схемы стратиграфии антропогена, наполнившие исходную схему конкретным содержанием.

Среди региональных схем особо выделяется схема стратиграфии отложений антропогена Иркутского амфитеатра, разработанная И. В. Арембовским в 1948 г. (Арембовский, 1951, 1958). Одинаково владея палеонтологическим и археологическим методами исследования, И. В. Арембовский суммировал все данные по палеонтологии и археологии четвертичных отложений Иркутского Приангарья и, опираясь на схему В. А. Обручева и только что появившуюся капитальную сводку В. И. Громова (1948), наметил такую последовательность накопления четвертичных отложений, увязанную с европейской шкалой¹.

«1) Доледниковые, еще не расчлененные миндельские и миндель-рисские отложения: аллювий террас третьего комплекса, верхние горизонты аллювия древних долин Ангаро-Ленского междуречья, красно-бурий покровный суглинок с датирующими его верхние горизонты мустье и слоном-трогонтерием;

2) ледниковые образования максимальной, предпоследней эпохи оледенения, рисские: зандровые пески и сингенетические им образования, нижний горизонт лёсса, в большей или меньшей степени деградированного и в значительной части делювиально переотложенного, аллювий террас второго комплекса;

3) межледниковые ресс-вюрмские образования: погребенные почвенные горизонты и большей частью связанные с ними культурные слои солютрейской эпохи;

4) ледниковые образования последней эпохи оледенения, вюрмские: верхний горизонт лёсса и его модификаций с заключенными в нем культурными слоями мадленской эпохи и покрывающими их культурными слоями азильской эпохи; близ южной окраины района — зандры, аллювий террас нижнего комплекса;

5) последледниковые образования, голоценовые: современные почвы, аллювий полиморфной поймы и связанные с ним торфяники» Арембовский, 1951, стр. 97.

Нетрудно видеть, насколько тесно данная схема связана со схемой В. А. Обручева (1938). Заслуга И. В. Арембовского состоит в том, что он сумел из небольшого и неравноценного по своему значению материала археологических и палеонтологических исследований, участником которых во многих случаях был сам, выбрать главное для обоснования своей схемы. Его выбор и интерпретация опорных разрезов были первыми в истории изучения Иркутского Приангарья и, что важно отметить, правильными. В своих построениях он использовал данные И. Д. Черского (1872), В. А. Обручева (1938), М. М. Герасимова (1926, 1931, 1940), В. И. Громова (1948), А. И. Окладникова (1940), Г. П. Сосновского (1934), А. П. Божинского (1939), Н. И. Соколова и Н. В. Тюменцева (1949).

Вследствие слабой в то время геологической изученности четвертичных отложений Иркутского амфитеатра схема И. В. Арембовского, несмотря на ее стройность и довольно хорошую археолого-палеонтологическую обоснованность, была слабо увязана с конкретной историей развития долины р. Ангары, отраженной в строении ее террас. По этой же при-

¹ Цитировано по работе 1951 г. В посмертно изданной работе (Арембовский, 1958) эта схема несколько изменена применительно ко всей Восточной Сибири.

чине в ней недостаточно обозначены объем и содержание нижнего члена разреза, объединяющего доледниковые отложения. Эти и другие, более мелкие недостатки схемы, вполне объяснимые состоянием общей изученности антропогена Восточной Сибири, все же не умаляют ее главных достоинств, как первой схемы, выполненной на современном уровне. Появление этой схемы значительно восполнило давно намегившееся отставание в изучении четвертичных отложений юга Восточной Сибири по сравнению с западносибирскими и европейскими районами СССР.

Конец 40-х годов и все прошлое десятилетие (1951—1960) было временем особенно тщательного и систематического изучения четвертичных отложений в связи с поисками алмазов и инженерно-геологическими изысканиями для гидротехнического и промышленного строительства. Результаты этих исследований систематизированы Э. И. Равским (Равский и др., 1957; Равский, 1959б), Н. И. Соколовым (1957) и С. С. Воскресенским (1957, 1959).

Начиная с 1955 г. четвертичные отложения Восточной Сибири, преимущественно в границах Сибирской платформы, становятся предметом специальных тематических исследований. В течение ряда лет коллектив геологов и геоморфологов Геологического института АН СССР, Московского университета, Всесоюзного аэрогеологического треста и других учреждений проводил работы по стратиграфическому расчленению антропогена основных районов Восточной Сибири и палеонтологическому и палеофитологическому обоснованию региональных стратиграфических схем. Результаты этих исследований, имеющих особо важное значение для изучения четвертичной истории Восточной Сибири, опубликованы в появившихся недавно работах М. Н. Алексеева, Э. А. Вангенгейм, В. Г. Гербовой, Р. Е. Гитерман, Л. В. Голубевой, И. А. Дуброво, Л. Н. Иваньева, Н. П. Куприной, В. В. Ламакина, Н. А. Логачева, Г. Ф. Лунгерсгаузена, Ю. В. Малиновского, Э. И. Равского, С. М. Цейтлина и др. По замечанию В. И. Громова (1960), наиболее общим и существенным результатом этих исследований было то, что они с полной определенностью показали возможность применения к Азиатской части СССР биостратиграфической схемы, разработанной для западных районов страны. На эту возможность в свое время указывал еще И. В. Арембовский (1951). Э. А. Вангенгейм (1961) подвела итоги палеонтологическому изучению антропогена Восточной Сибири. Она пишет: «Из фаун, имеющих, очевидно, право на существование в качестве самостоятельных руководящих комплексов, выделяются: среднеэоплейстоценовый (соответствующий таманскому комплексу В. И. Громова), верхнеэоплейстоценовый (соответствующий тираспольскому комплексу), нижнеплейстоценовый (хазарский), нижневерхнеплейстоценовый (верхнепалеолитический, по В. И. Громову) и голоценовый. Верхнепалеолитический комплекс разделяется на две последовательно сменяющие одна другую фауны — фауну верхней части нижнего плейстоцена и верхнеплейстоценовую» (Вангенгейм, 1961, стр. 161). Недостаток материала не позволил выделить фаунистический комплекс нижнего эоплейстоцена, который соответствовал бы хапровскому комплексу схемы В. И. Громова (1948, 1957). Э. А. Вангенгейм указала на специфику восточносибирских комплексов фауны в связи с проникновением в них южноазиатских (монголо-китайских) элементов.

Необходимо несколько подробнее остановиться на схемах стратиграфии четвертичных отложений Приангарья, предложенных в последние годы Н. И. Соколовым (1957), Э. И. Равским (1959б, 1960) и С. С. Воскресенским (1957).

Н. И. Соколов на основании своих прежних исследований долины р. Ангары (1937), а также используя данные И. В. Арембовского и других геологов, предложил такую схему последовательности событий в истории долины Ангары (табл. 9).

Схема истории антропогена Восточной Сибири (по П. И. Соколову, 1957)

Возраст	Отложения аллювия	Оледенение	Субаэральные отложения	Фауна	Культура человека
Миоцен (пелудационная равнина)	—	—	—	—	—
Плиоцен (образование широких пегубоких долин)	С 11-й террасы (110—120 м) ¹ по 14-ю (200 м)	Не было	Белые и пестрые каолины и огнеупорные глины	—	—
Ранний плейстоцен	С 8-й террасы (50—60 м) по 10-ю (90—100 м)	Очень слабо выраженное оледенение в горах (нижняя морена Сухого лога)	Коричневые покровные суглинки — 4-й горизонт ископаемой почвы	Восток слон ²	Неизвестна
Миндель и мindel-рисс	На 7-й террасе (32—36 м)	Покровное оледенение, на севере — сплошное, на юге — в горах и предгорьях	Красно-бурые суглинки и 2-й горизонт ископаемой почвы	Троgonтериев слон	Стоянka Малые Коты с орудиями типа мустье
Рисс и рисс-ворм	С 4-й террасы (12 м) по 6-ю (24—26 м)	Максимальное долинное оледенение	Нижние желто-бурые покровные суглинки и 3-й горизонт ископаемой почвы	Мамонт; в суглинках наземные моллюски пегригидиального облика	Стоянки у Госпиталя, в самом конце эпохи стоянки Мальта, Бу-реть
Ворм	На 2-й (4 м) и 3-й террасах (6—8 м)	Второе долинное оледенение с 3-мя стадиями	Верхние желто-бурые покровные суглинки	Поздние формы монта	Стоянka типа Верх-ленской горы и устья Белой
Голоцен	На 1-й террасе (1,5—2 м)	Нет	Современный делювий	—	Неолит, бронза, железо

¹ Высоты террас указаны для участка долины Ангары ниже д.р. Бархатово.² Эта форма слона указана Н. И. Соколовым без ссылок на местонахождение, что вызывает недоумение.

Отдельные положения этой схемы рассмотрены в соответствующих разделах настоящей работы; здесь мы ограничимся лишь общими замечаниями. Прежде всего, нетрудно видеть, насколько неточно и неполно в ней отражены характер и последовательность событий третичного времени, рассмотренные в предыдущем разделе. При этом нужно заметить, что распространенные на левобережье р. Белой каолиновые глины (грошковские), несмотря на давно уже очевидную принадлежность их к предъюрской коре выветривания, либо к постели юрских отложений, Н. И. Соколов почему-то отнес к плиоцену. Послеюрская каолиновая кора выветривания действительно имеется местами на аркозовых песчаниках юры, но она, во-первых, распространена не в том районе, на который этот исследователь ссылается в своих построениях, и, во-вторых, ее возраст более древний, чем плиоцен. Что касается собственно четвертичной истории, то включенные в схему под влиянием работы И. А. Молчанова (1934) четыре эпохи оледенения и четыре якобы соответствующих им горизонта покровных суглинков, разделенные горизонтами ископаемой почвы, представляют собой результат слишком смелой интерпретации малопоказательного материала. Во всяком случае, ни в этой работе, ни в более ранних сам Н. И. Соколов не привел убедительных доказательств четырехкратности оледенения и эолового происхождения покровных суглинков. Геологи, работавшие после него в Приангарье, также не нашли геологических признаков четырехкратности оледенения и сошлись на мнении, что покровные суглинки в большинстве своем являются делювиальными и делювиально-солифлюкционными отложениями перигляциальных условий (Воскресенский, 1959; Молодых, 1958; Равский, 1960; Москвитин, 1950).

Нельзя также не отметить, что в оценке масштабов оледенения Н. И. Соколов допустил явные преувеличения, приняв за гляциодислокации во внутреннем поле амфитеатра такие нарушения первичного залегания, которые обусловлены мерзлотными деформациями. В эпоху максимального оледенения, которая, по его мнению совпадает с минделем европейской периодизации, отдельные языки ледников «распространялись по платформе на расстояние до 60 км от Саян» (Соколов, 1957, стр. 79).

Из стратиграфических схем последнего времени к нашим представлениям наиболее близка схема Э. И. Равского (1960; табл. 10).

Наши исследования показали, что эта схема более точно, нежели другие, отражает историю Приангарья в четвертичное время. В ней, правда, довольно условно плейстоцен расчленен на три яруса, неясно также содержание нижнего яруса эоплейстоцена, но от предыдущих схем она выгодно отличается большей конкретностью и объективностью.

Следует отметить еще схему С. С. Воскресенского (1959), в которой отражены основные события четвертичной истории Прибайкалья и бассейна р. Ангары. Эта схема в общих чертах сходна со схемой Н. И. Соколова. В ней впервые для Приангарья намечены изменения растительности на основе изучения М. П. Гричук (1955, 1959) спорово-пыльцевых комплексов по сборам Восточно-Сибирской экспедиции МГУ. Отметив, что растительность Приангарья развивалась под влиянием двух основных природных факторов — оледенения и горообразования, М. П. Гричук описала восемь фаз в ее развитии, приурочив их к четырехкратным ритмическим сменам теплого или относительно теплого климата холодным. Фазы холодного климата соответствуют эпохам оледенения, которых насчитывается четыре.

Не вдаваясь в подробный анализ фактической основы выводов о ритмических изменениях климата, которые, несомненно, проявлялись в течение антропогена, нужно подчеркнуть, что вряд ли можно, основываясь на данных одного лишь пыльцевого анализа, быть уверенным в том, что проявилось именно четыре ритма в изменении климата, а не меньше или

Стратиграфическая схема четвертичных отложений бассейна р. Ангары
(по Э. П. Равскому, 1960)

Система	Отдел	Ярус	Отложения, фауна, флора, остатки культуры каменного века
Четвертичная	Голоцен		Аллювий низкой поймы и русла, современная почва с остатками неолита; торфяники; эоловые бугристые пески и дюны
	Плейстоцен	верхний	Аллювиальные отложения I террасы; в кровле — культурный слой эпипалеолита (стоянки в устье р. Белой, Шишкино и Макарово на Лене); современный комплекс фауны (но с еще сохранившимся бизоном); в средней и нижней частях аллювия — угнетенная фауна моллюсков, в подошве — <i>Elephas primigenius</i> и <i>Rhinoceros antiquitatis</i> . Верхний горизонт лёссовидных супесей Иркутского Приангарья со слоем мадленской культуры. Аллювиальные отложения II (14—17 м) террасы с комплексом мамонтовой фауны и флорой, отмечающей остепнение или ландшафт лесотундры; погребенная почва тундрового типа с культурным слоем солютрейских стоянок (Буреть и Мальта); средний горизонт лёссовидных суглинков
		средний	Аллювиальные отложения III (20—25 м) террасы с комплексом мамонтовой фауны (в том числе мамонтом раннего типа); мерзлотные деформации в толще аллювия; нижний горизонт лёссовидных суглинков, одновременный и более ранний, чем аллювий террасы
		нижний	Аллювиальные отложения IV (30—35 м) террасы, включающие погребенную почву с <i>Elephas trogontherii</i> и орудия мустьерского облика (местонахождение у с. Коты), в основании элювия — <i>Equus cf. chosaricus</i> .
	Эоплейстоцен	верхний	Аллювиальные отложения V (40—45 м) террасы; делювиальный шлейф, вклинивающийся в аллювий VI террасы низовий р. Илим; аллювиальные отложения VI (60—65 м) террасы
		средний	Аллювиальные отложения VII (70—80 м) террасы с <i>Equus cf. sarmatensis</i> ; элювиальные образования красноцветной коры выветривания
		нижний	Отложения не выявлены

больше. Нам кажется, что палеоклиматические реконструкции по данным пыльцевого анализа непременно должны подкрепляться и контролироваться совокупностью других признаков, в противном случае возникает достаточно широкое поле для интерпретации маловыразительного и непоказательного материала по усмотрению самого исследователя.

Предложенную М. П. Гричук схему изменения растительности, несмотря на ее подкупающую ясность и простоту, можно рассматривать лишь как сугубо предварительную, нуждающуюся поэтому в уточнении с использованием не только данных пыльцевого анализа, но и вещественного состава отложений и палеозоологии. Следует также отметить, что, видимо, не всякому ухудшению климата, устанавливаемому по составу пыльцевых комплексов отложений перигляциальных областей, должно соответствовать в качестве непреложного условия оледенение соседних гор, ибо для развития последнего необходимы и некоторые другие условия, например, достаточный подъем горных массивов.

Как видно из приведенного обзора, в котором рассмотрено лишь развитие представлений о стратиграфии и вовсе опущены многочисленные данные по другим вопросам четвертичной геологии Иркутского амфи-театра и ближайшего горного окружения, период 1955—1960 гг. ознаменовался резким расширением исследований молодых отложений и появлением ряда обобщающих работ. В совокупности эти исследования дали столько нового материала, что оказалось возможным перейти от неясных и, в известной мере, ограниченных представлений конца 40-х — начала 50-х годов к более конкретному знанию некоторых основных закономерностей четвертичной истории Восточной Сибири.

АНГАРО-ЛЕНСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Эоплейстоцен

На Ангаро-Ленском междуречье к эоплейстоцену относятся два комплекса слоев, нижний из которых ранее был описан под названием манзурской свиты (Логачев, Абрамова, 1958). Это название не совсем удачно, и в настоящей работе признано целесообразным заменить его термином менее определенного значения и называть тот же комплекс манзурским аллювием. Верхний комплекс слоев эоплейстоцена, выделенный совсем недавно (Логачев и Попова, 1962), описывается под названием ангинского аллювия.

Манзурский аллювий

На территории междуречья и в Прибайкалье манзурский аллювий представлен галечниками и песками и поэтому легко отделяется от существенно глинистых отложений палеогена и неогена. Кроме того, в отличие от последних, размещение манзурского аллювия не ограничивается площадью синклиналей, он встречается также и за их пределами (см. рис. 28).

В настоящее время известен ряд пунктов, где мощность манзурского аллювия достигает 120—150 м. На междуречье Унгуры и Манзурки, неподалеку от с. Кайзера, его мощность достигает 195 м, причем коренная постель из нижнекембрийских доломитов и известняков расположена на 130—140 м ниже уреза реки.

Хорошая обнаженность этих отложений в ряде карьеров вдоль Якутского тракта и в долине р. Бугульдейки позволила довольно подробно изучить их внутреннее строение и вещественный состав.

Манзурский аллювий обладает рядом специфических особенностей, отличающих его от всех более молодых и более древних отложений того же генетического типа. Он представляет собой многократное переслаивание или линзование галечников и песков, среди которых лишь изредка встречаются тонкие прослои светлых каолинит-гидрослюдистых глин.

В стенках карьеров, местами высотой более 10 м (рис. 20), обычно видно сразу несколько пакетов или линз песков и галечников различного градулометрического состава и с неодинаковым рисунком слоистости. Преобладают косослоистые серии, реже встречаются параллельнослоистые. На разных уровнях в одном и том же обнажении косая слоистость бывает ориентирована по-разному, и только статистическая обработка большого количества замеров позволяет определить господствующее направление.

Для манзурского аллювия в целом одинаково характерны два типа макрослоистости — параллельная (рис. 21) и линзовидная (косая). Макрослоистость обусловлена чередованием по вертикали слоев или пачек песков и галечников, мощность которых достигает 5 м. Внутри макрослоев также встречаются оба указанных типа слоистости, но уже с явным пре-

обладанием косо́й разнонаправленной (рис. 22). Параллельная слоистость присуща пачкам мелкозернистых алевритистых песков. В грубозернистых песках и галечниках она встречается значительно реже.

В подавляющей массе пески манзунского аллювия разномзернисты и довольно хорошо отмыты от глинистых частиц (рис. 23). Полевого шпата и кварца содержится примерно поровну, нередко первый несколько преобладает (рис. 24); в тяжелой фракции содержание нестойких минералов — амфиболов, эпидота, цоизита, апатита — в 5—10 раз выше содержания стойких минералов — граната, рутила, циркона, турмалина, сфена. Амфиболы совместно с минералами эпидот-цоизитовой группы и рудными составляют до 80—90% веса фракции.

Галечники, как и пески, также разнообразны по гранулометрическому составу, но среди них преобладает все же галька среднего и мелкого размера. Глубокие и валунные галечники тяготеют к низам разреза манзунского аллювия. Изредка в галечниках и даже в песках встречаются глыбы экзотических пород (граниты, кварциты, аркозовые конгломераты ушаковской свиты) объемом до 1 м³, невольно привлекающие внимание своим несоответствием составу вмещающих осадков.

Галечниковый материал хорошо окатан, что свидетельствует о длительности переноса обломков, подтверждаемой, кроме того, и петрографическим составом галек, среди которых представлена в основном обширная гамма пород Западного Прибайкалья: разнообразные порфиры, фельзиты, ортофиры, порфириты, туфы и туфобрекчии кислых эффузивов, кремнистые породы, кварциты и кварц, реже встречаются граниты, граносиениты, кристаллические сланцы, окремненные доломиты и известняки, конгломераты, песчаники, аргиллиты и алевролиты. Среди перечисленных пород первое место занимают эффузивы и туфы, составляющие нередко до 60—70% галек и имеющие своим вероятным источником грубообломочные юрские отложения верховьев рек Голоустной и Ушаковки, либо вулканы хибеленской свиты. В гальке легко распознаются кремнистые сланцы и песчаники байкальского комплекса и конгломераты ушаковской свиты. Наряду с этим, чуждым для современного бассейна р. Манзурки материалом, составляющим главную массу галек, изредка встречается галька местных пород — окремненных доломитов и известняков ленского яруса, бордовых и лиловых песчаников и алевролитов верхоленской свиты. В двух случаях отмечены обломки юрского песчаника с углефицированными растительными остатками.

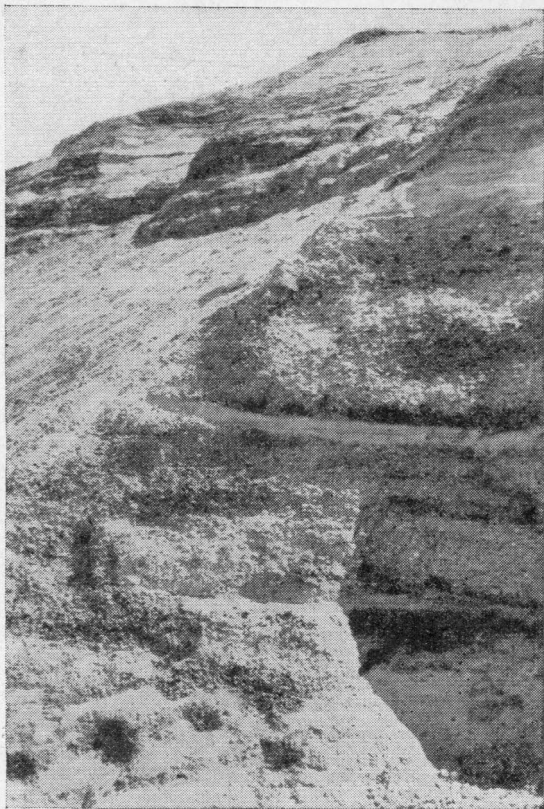


Рис. 20. Манзунский аллювий. Переслаивание галечников и песков в карьере у с. Харбатово

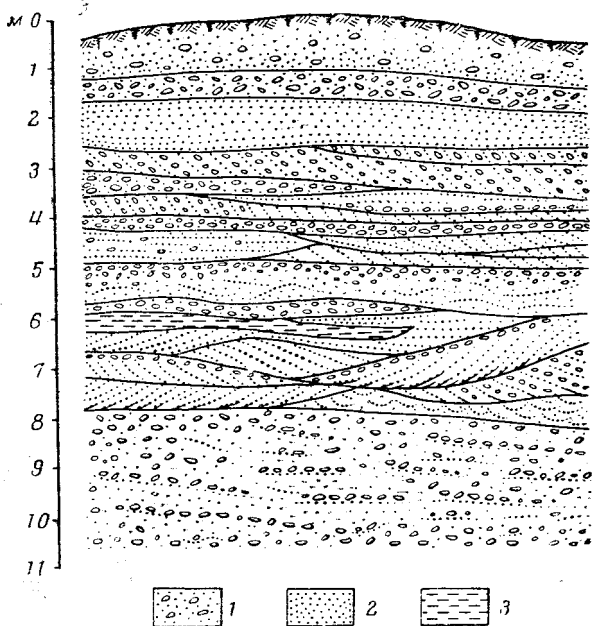


Рис. 21. Внутренняя структура манзурского аллювия у с. Зуево.

1 — галечник; 2 — песок; 3 — глина

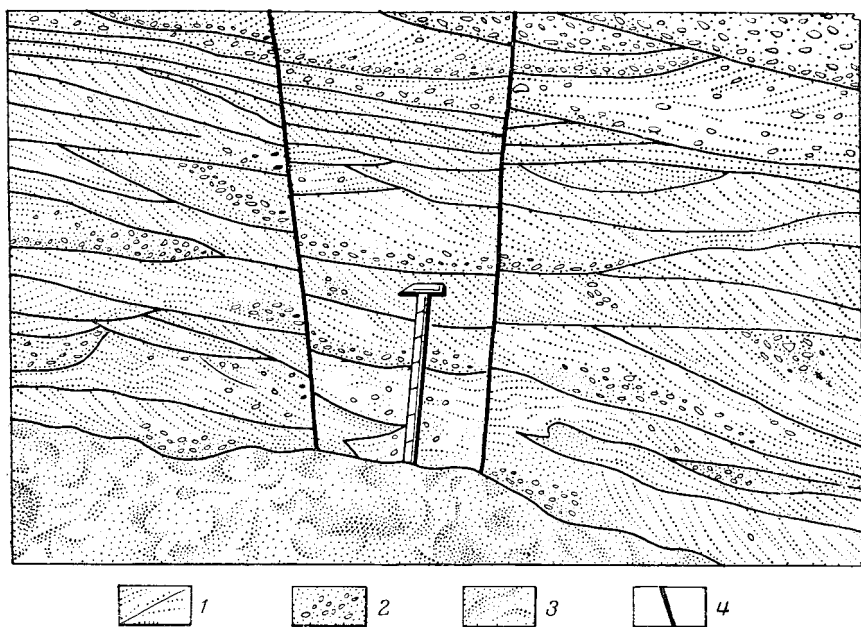


Рис. 22. Характер слоистости манзурского аллювия у с. Манзурка (рисунок по фотографии).

1 — песок; 2 — галечник; 3 — осыпь; 4 — микросбросы

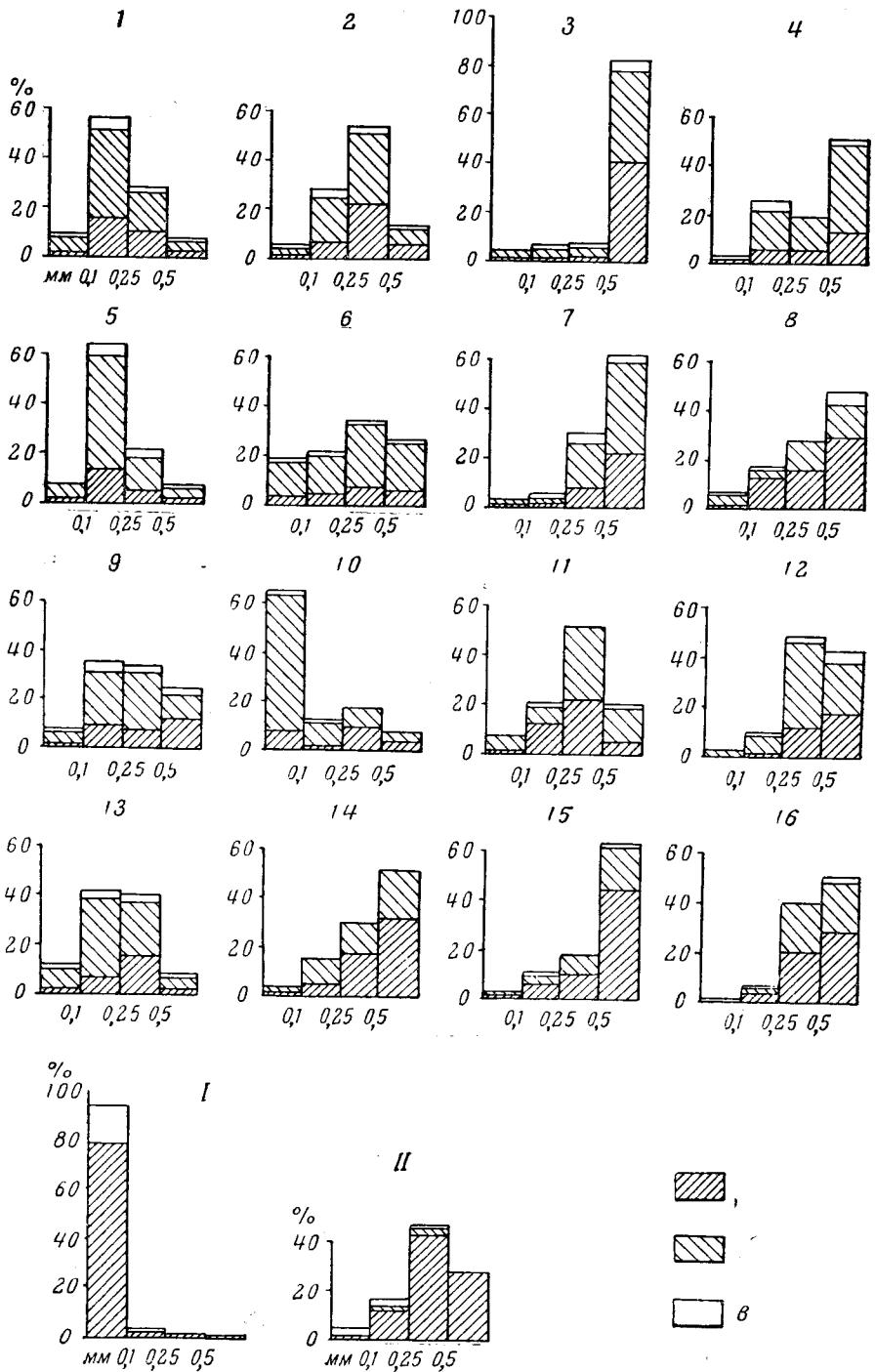


Рис. 23. Состав песков манзурского аллювия (1—16) и песков красноцветной формации (I, II) по гранулометрическим классам.

а — кварц; б — полевые шпаты; в — прочие минералы и обломки пород.

1 — юго-восточный борт Хоготской «долины»; 2, 3 — фрагмент древней долины на водоразделе Унгуры и Холонцы; 4, 5 — карьер у с. Хогот; 6, 7 — карьер у с. Манзурка; 8, 9 — фрагмент древней долины между Хоготской и Карлукской «долинами»; 10 — карьер у с. Зуево; 11 — карьер у с. Качуг; 12, 13, 14 — карьеру с. Полосово; 15 — карьер у с. Харбатого; 16 — карьер у Качугской нефтебазы. I, II — красноцветный аллювий в карьере у с. Подток

Главными компонентами песков являются кварц и полевой шпат. Цветные минералы имеют подчиненное значение — содержание тяжелой фракции редко достигает 0,2—0,3% от веса пробы (рис. 25). Благодаря этой особенности песчаные и песчано-гравийные отложения имеют обычно светлую окраску. Резко контрастируют с общим светлым фоном участки диагенетической обохренности отложений ржавыми и бурными гидроокислами железа в форме лепешко- и веретенообразных конкреций, корок, пятен и разводов по трещинам. Местами гидроокислы железа образуют

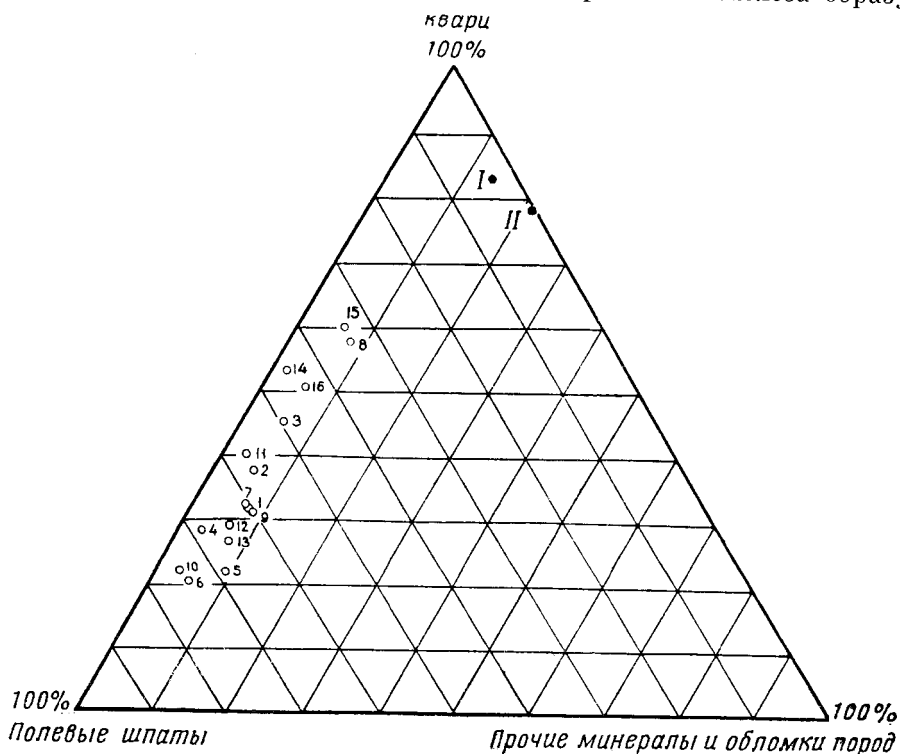


Рис. 24. Треугольная диаграмма состава песков манзурского аллювия (1—16) и красноцветной формации (I—II)

крепкие сгустки черного и бурого рудного вещества. Окислы железа в них имеют кристаллическое строение, видимое даже невооруженным глазом (гетит?). Встречаются также землистые агрегаты лимонита желтовато-рыжего цвета.

В распределении железистых новообразований в одних случаях видна связь со слоистостью, в других — с извилистыми трещинками, служившими путями для проникновения железистых грунтовых вод. Наложенный характер новообразований проявляется в признаках пересечения, раздвигания и «поглощения» ими слоев вмещающих отложений. Все эти разнообразные железистые стяжения возникли в основном за счет перераспределения материала внутри самой свиты и не имеют отношения к подтоку рудного вещества извне. В этом отношении манзурский аллювий подобен охристым молассам байкальских впадин, и его можно сопоставлять с какой-то частью разреза последних, скорее всего с верхней. Обохренность, несмотря на пятнистый и непостоянный характер, является приметной чертой рассматриваемых отложений. По этой причине белесоватая окраска в сочетании с ржавыми разводами позволяет уже издали отличить пески и галечники манзурского аллювия от любых других.

В общем случае, манзурский аллювий представляет собой внутренне сложное многократное переслаивание линз и пластов песков, гравийных песков и галечников. Характер переслаивания и текстурные особенности отложений не оставляют сомнения в их речном генезисе, а также и в том, что они являют собой яркий пример устойчивой во времени констративной речной аккумуляции, как ее понимают В. В. Ламакин (1950б), Е. В. Шанцер (1961) и другие исследователи.

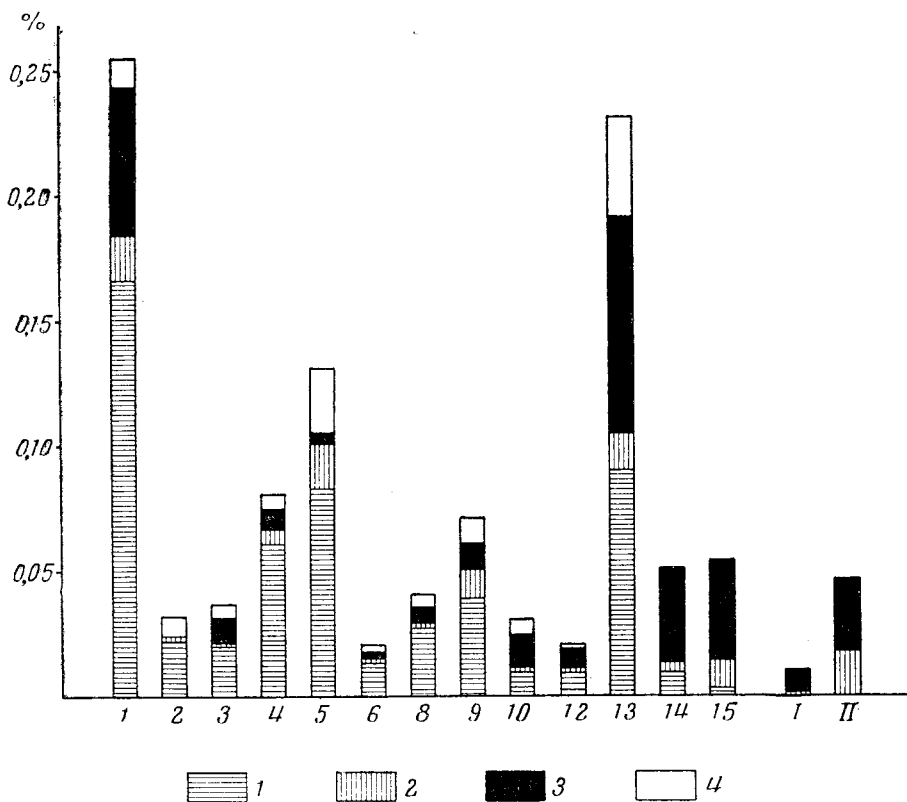


Рис. 25. График содержания тяжелых минералов во фракции 0,1—0,01 мм.

1—15 — манзурский аллювий; I, II — красноцветный аллювий.

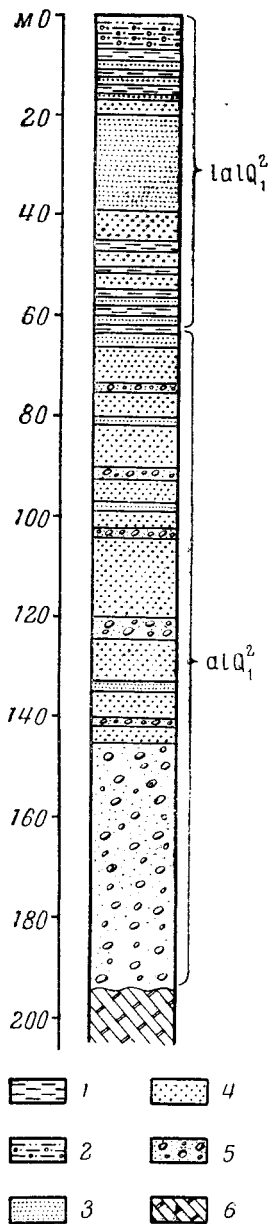
1 — нестойкие минералы (амфиболы, эпидот, цоизит, апатит); 2 — стойкие минералы (гранат, рутил, циркон, ставролит, турмалин, сфен, лейкоксен); 3 — рудные минералы; 4 — обломки пород

Глинистые породы в составе аллювия появляются довольно редко. Они представлены тонкими, не более 30—40 см, невыдержанными прослоями алевролитистых и песчанистых каолинит-гидрослюдистых глин светло-серого цвета. Местами, например у сел Харбатово и Манзурка, в них имеются неясные отпечатки травянистых стеблей, замещенных железистой охрой. Глины встречаются также в виде «катунов», которые группируются в пределах одного и того же слоя песка. Прослои глин являются полуразмытыми остатками пойменной фации, о чем свидетельствует и наличие глиняных катунов.

В основной части разреза доминируют типично русловые фации аллювия, многократно повторяющиеся. Пойменные и старичные фации, видимо, редуцировались при блуждании русла Пра-Манзурки, по мере перехода его на более высокие уровни, однако их роль на заключительной стадии аккумуляции значительно усилилась.

Рассматривая разрез манзурского аллювия в целом, мы еще раньше обратили внимание на однонаправленный характер его изменений

Рис. 26. Разрез манзурского аллювия у с. Кайзерап.
 1 — глина; 2 — глина с известковыми стяжениями; 3 — алеврит; 4 — песок; 5 — галечник; 6 — доломиты нижнего кембрия



снизу вверх (Логачев, Абрамова, 1958). Вновь пробуренные скважины подтвердили вывод о наличии этих изменений и о плавном их характере. Рассмотрим для примера разрез скважины у с. Кайзерап (рис. 26). В нижней его части непосредственно на доломитах нижнего кембрия (ангарская свита) залегают средние и грубые галечники с валунами, изредка прослоенные грубозернистыми песками (интервал 145—195 м). Выше, в интервале 40—145 м, следуют разнозернистые, в том числе гравийные, пески с прослоями средних галечников. Еще выше (интервал 16—40 м) галечники почти полностью исчезают, но зато появляются мелкозернистые алевритистые пески и алевриты, значение которых возрастает к верхней части интервала. Самый верх разреза (0—16 м) состоит из переслаивания зеленых, зеленовато-серых и «ржавых» алевритов и глин, в той или иной мере нагруженных песчинками кварца и полевого шпата; глины известковистые, местами содержат крап и крупные (до 15 см) желваки белой плотной извести.

Анализ данного разреза и разрезов других скважин, пробуренных в долине Манзурки к северу от одноименного села, позволил сделать вывод о постоянстве характера литолого-фациальных изменений, а именно — о постепенном измельчении обломочного материала отложений снизу вверх, вплоть до появления глинистых пород, которые соответствуют конечной стадии накопления аллювия и являются уже отложениями «захиревших» рек, озер и болот. Эта верхняя, существенно глинистая пачка явно контрастирует с остальной, песчано-галечниковой частью разреза, хотя и связана с ней постепенными переходами. Ее можно наблюдать в обнажениях на перевальной седловине водораздела рек Ходонцы и Унгуры, являющейся фрагментом древней долины, в Хоготской долине

и на перевале между Хоготской и Карлукской долинами. Разумеется, пачка глин, будучи самым верхним членом разреза, подверглась в большинстве мест полному размыву; наблюдаются лишь небольшие реликтовые пятна, суммарная площадь которых во много раз меньше площади, занятой более низкими горизонтами манзурского аллювия. Эти пятна приурочены к нижней отрезку долины Пра-Манзурки, ниже пересечения ею Самодурово-Вяткинской синклинали. К югу отсюда и до дер. Косая Степь они не отмечены.

Среди глин преобладают песчанистые разности густо-зеленой и зеленовато-серой окраски, реже встречаются желтые, коричневые и краснобурые. Тонкие линзочки и компактные желваки белой извести, расположенные по слоистости, делают эти глины очень сходными с глинами баяндайской свиты (зеленые разновидности) и с глинами красноцветной форма-



Рис. 27. Манзурский аллювий. Валунный галечник в карьере у с. Качуг

ции (красно-бурые глины). Они также полиминеральные, в их составе существенное значение имеет монтмориллонит.

В верхней части разреза манзурского аллювия собственно русловые фации играют второстепенную роль, уступая место пойменным и старичным. Этим дело не ограничивается: наряду с качественной сменой аллювия, обусловленной уменьшением живой силы потоков, в контурах древних долин могли местами временно существовать неглубокие озерные бассейны, аккумуляровавшие тонкий материал.

При изучении карьеров, расположенных на разных стратиграфических уровнях нижней (галечниково-песчаной) части разреза, трудно уловить закономерности изменения гранулометрического состава в продольном направлении. Например, в самом крайнем на севере карьере у с. Качуг, расположенном на левом берегу Лены, на высоте 100—120 м над ее руслом, залегают пески и грубые галечники с валунами и глыбами экзотических (гранит, кварц, кремнистый сланец, кварцит, фельзит, кварцевый порфир, конгломерат ушаковской свиты) и местных (доломиты и бордовые песчаники) пород (рис. 27). Отложения, как обычно, местами пропитаны ржавчиной и содержат крупные (до 15 см) полые диски гидроокислов железа. Видимая мощность песков и галечников 7 м. Они относятся, вероятно, к низам разреза, так как в близлежащих береговых обрывах Лены всюду выходят красноцветы верхнего кембрия. Высокое положение аллювия обусловлено поднятием коренного ложа долины р. Лены в процессе накопления. В 3 км к юго-востоку от описанного карьера¹ видимая часть разреза сложена разнозернистыми песками, переслаивающимися с мелкими галечниками, причем в прослоях песков сосредоточены белые эпигенетические известковистые конкреции, обозначающие участки начальной цементации. Плоские конкреции «вписываются» в один слой, а округлые охватывают ряд слоев, ясно видимых при пересечении с конкрецией. К югу отсюда, в карьерах у сел Харбатово и Никилей, распространены пески и галечники различной крупности, причем в карьере у Никилея,

¹ На рис. 28 положение главных карьеров отмечено «розами» — диаграммами направлений косої слоистости.

как и у Качуга, преобладают грубые галечники с валунами и редкими глыбами гранита. Еще далее на юг, в окрестностях сел Зуева, Манзурка, Подток, Хогот, вскрыты преимущественно гравийно-песчаные и мелкогалечные отложения, относящиеся, скорее всего, к средней части разреза. Наконец, на отрезке долины Пра-Манзурки между Кайзераном и Косой Степью буровыми скважинами и карьерами вскрыты песчано-галечные отложения, относительно грубые внизу и более мелкообломочные вверху. Здесь их мощность не превышает 60—70 м, причем гранулометрический состав отложений остается таким же, как и севернее Кайзерана. Однако здесь, на верхнем отрезке древней долины, в разрезе совершенно отсутствует верхняя глинистая пачка, что обусловлено или последующим размывом, или фациальным замещением.

Таким образом, попытка выяснить направление переноса обломочного материала через изменение гранулометрического состава манзурского аллювия дает неопределенную картину, что объясняется в первую очередь расположением карьеров на разных стратиграфических уровнях. Обнаружено незначительное огрубение аллювия вблизи коренных склонов Пра-Манзурки; при этом становится заметнее роль полуокатанных и угловатых обломков местных пород.

Для окончательного решения вопроса о направлении стока Пра-Манзурки нами была проведена статистическая обработка около 300 замеров наклона косой слоистости. Несмотря на отмеченное некоторыми исследователями (Ботвинкина, 1962) несовершенство этого метода, все же нетрудно видеть, что в применении к толщам линейного распространения, имеющих связь с долинными системами, этот метод, при достаточной сумме замеров и соответствующем распределении точек замеров в пространстве, дает вполне однозначные результаты. Диаграммы-розы направления слоистости в долинах Голоустной и Бугульдейки определенно указывают, что сток этих рек был направлен в противоположную по сравнению с современным стоком сторону (рис. 28).

Долина Пра-Манзурки на юге была расположена вдоль простирания байкальских структур между хребтами Приморским и Онотским; на широте Косой Степи она несколько отгибалась к северу и далее, испытывая дополнительные изгибы, следовала строго на север по линии 108-го меридиана, пересекая под острым углом платформенные структуры нижнего палеозоя. У Качуга она вливалась в долину р. Лены, сток которой имел то же направление, что и сейчас. Ни Пра-Манзурка, ни древняя Лена в то время не протекали по продольным понижениям, которые следуют по краю плоскогорья в верховья Ханды и Киренги и создают ложное впечатление сквозного продолжения древних долин на северо-восток. Общий контур бассейнов верховьев Лены, Ханды и Киренги, очевидно, в то время имел очертания, близкие к современным.

Выше подчеркивалось обилие в манзурском аллювии гальки кварцевых порфиров и ортофиров. Как показало микроскопическое изучение, эти породы больше всего сходны с порфирами и ортофирами в гальке юрских конгломератов района истока Ангары. Забайкальское происхождение последних ни у кого не вызывает сомнений. Наличие их в манзурской свите становится вполне понятным, так как верховья Пра-Манзурки, находившиеся южнее с. Малого Голоустного, достигали района распространения юрских конгломератов, питавших своим материалом древний аллювий. Впрочем в составе древнего аллювия нижнего отрезка долины Пра-Манзурки, между селами Харбатово и Качуг, могут участвовать и протерозойские эффузивы хибеленской свиты, которые, вероятно, приносились древней Леной и ее правобережными притоками с Байкальского хребта.

Вопрос о возрасте манзурских отложений никем по сути дела не рассматривался. Е. В. Павловский и Н. В. Фролова (1941) относили их

к постплиоцену, подразумевая, таким образом, принадлежность древнего аллювия к низам четвертичной системы. Современное состояние изученности позволяет подойти к решению этого вопроса с большей определенностью, хотя в манзурском аллювии, несмотря на тщательные поиски, еще не найдены фаунистические остатки, и поэтому выводы о его возрасте основываются главным образом на косвенных признаках.

В распространении древнего аллювия по площади (рис. 28) отчетливо проявляется наложенный его характер по отношению к синклиналям с третичными отложениями. В долине Пра-Манзурки древний аллювий то перекрывает неогеновые отложения (окрестности с. Хогот), то оказывается врезанным настолько глубоко, что залегает гипсометрически ниже их, то примыкает к ним и к более древним отложениям различными своими горизонтами (окрестности сел Зуево и Духовщина). Между отрезками времени формирования баяндайской свиты и древнего аллювия вклинивается значительный промежуток, главным содержанием которого было быстрое поднятие Байкальского нагорья и сопряженных с ним районов Сибирской платформы. Именно в этот промежуток времени проявился первый и, пожалуй, главный в течение всего кайнозоя импульс новейших движений, приведший к орографическому обособлению Саяно-Байкальского сводового поднятия. В интенсивное поднятие была вовлечена и краевая часть платформы. Как следствие этого, на Байкало-Ангаро-Ленском водоразделе возникла система древних, глубоко врезанных речных долин, среди которых по сохранности и выраженности в рельефе долина Пра-Манзурки не имеет себе равных. Представление о значительной глубине древнего эрозионного расчленения подтверждается тем фактом, что почти на всем протяжении коренное ложе Пра-Манзурки расположено ниже русел современных рек на 30—120 м (см. рис. 58).

Сохранность древнего (доманзурского) аллювия крайне неудовлетворительна. Террасы, находившиеся гипсометрически выше конечной поверхности аккумуляции манзурского аллювия, видимо, представляют в современном денудационном срезе чрезвычайно редкое явление. Ни сами эти террасы, ни покрывающий их аллювий пока не обнаружены. От размыва могли уцелеть только низкие террасы, захороненные под толщей манзурского аллювия. Аллювий такой погребенной террасы, возникшей в стадии выработки глубоких древних долин, нам удалось наблюдать пока лишь в карьере близ с. Подток (рис. 29), в левом борту долины р. Унгуры, на высоте 40—50 м над ее руслом. Разрез здесь выглядит следующим образом (сверху вниз):

Мощность, м

dQ_2^1	1. Супесь бурая с белыми известковистыми пятнами, с угловатыми обломками доломитов ангарской свиты; подошва слоя неровная, с карманами и мелкими клиньями	2
alQ_1^2	2. Галечник в кварцево-полевошатовом песчаном материале (манзурский аллювий), серый с ржавыми разводами	5
alQ_1^1	3. Галечник бурый и красновато-бурый, крупный и средний в песчано-глинистой массе, с прослоями и линзами глинистого кварцевого песка; галечник на 80% представлен породами «космополитами» — кварцитом, кварцем, кремнем; меньшую, но все же значительную (до 10—20%) часть составляют белоцветные гальки каолинит-гидрослюдистой коры выветривания и заметно выветрелых порфиритов, гранитов и гнейсов	4,0
$d-alN$	4. Темно-серый дресвяник из обломков окремненных доломитов нижнего кембрия в маршаллитово-глинистой массе	0,4
lN	5. Голубовато-серые, послойно обохренные маршаллитово-глинистые отложения	0,5—2,5
	6. Кора выветривания доломитов и известняков ангарской свиты: щебень и крупные куски кремнисто-карбонатной породы, погруженные в голубовато-серую смесь извести, маршаллита и глины	1,5—3,5
	7. Ангарская свита нижнего кембрия	

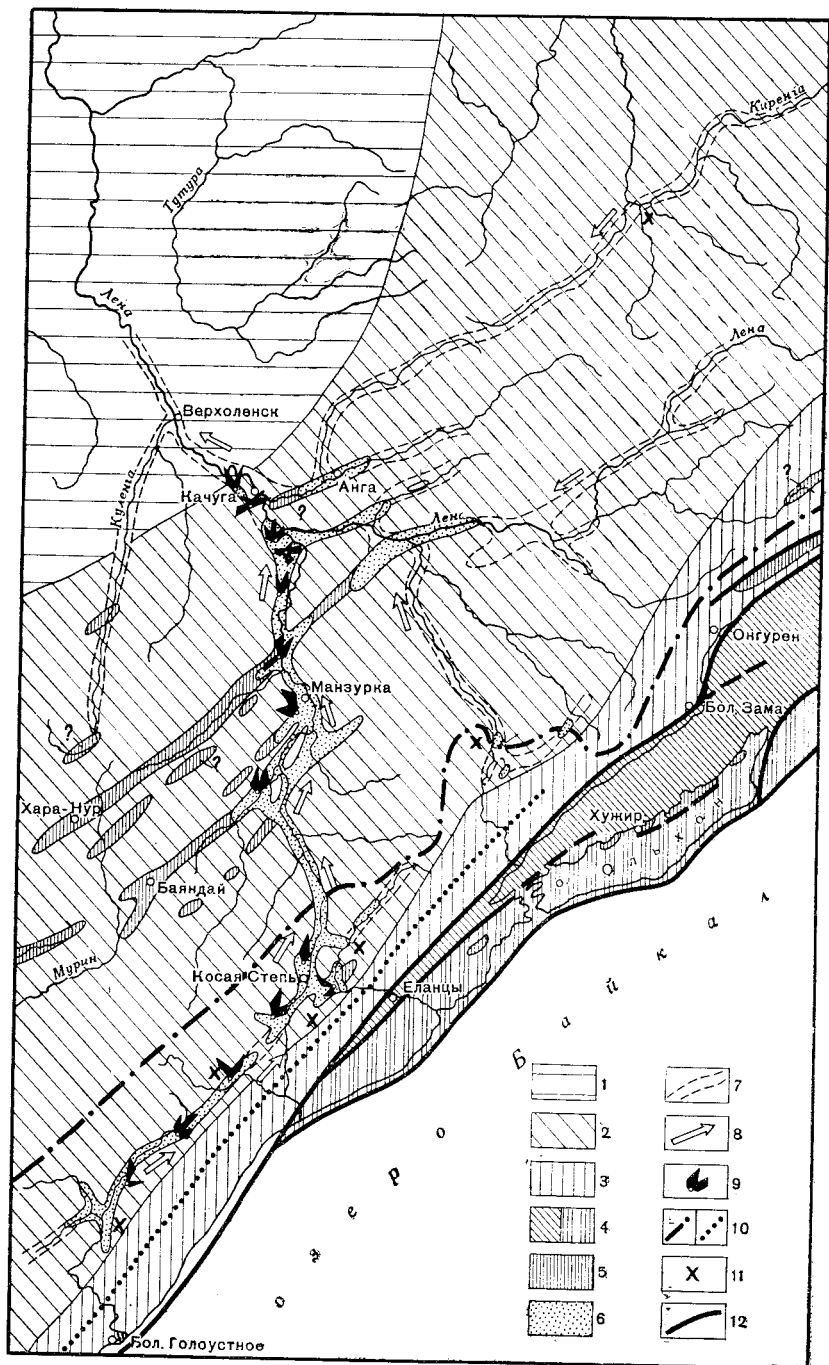


Рис. 28. Схема распространения манзурского аллювия в бассейне верхнего течения р. Лены, с элементами неотектоники и геоморфологии.

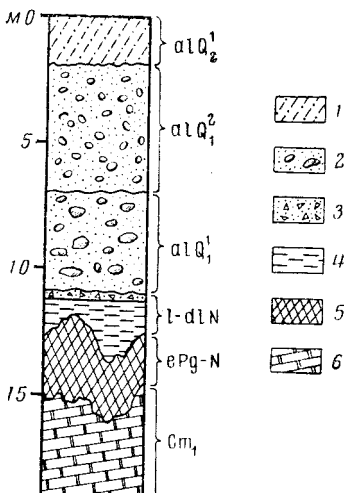
1 — Верхнеленское щитообразное поднятие; 2 — крыло Байкальского сводового поднятия; 3 — Прибайкальский предгорный прогиб; 4 — структуры Байкальской впадины: Маломорская впадина (слева), Ольхонское поднятие (справа); 5 — третичные отложения; 6 — манзурский аллювий (средний эоплейстоцен); 7 — древние долины; 8 — направление стока в долине Праманзурии; 9 — диаграммы ориентировки косой слоистости; 10 — водоразделы: в современную эпоху (а), в среднем эоплейстоцене (б); 11 — места речных перехватов; 12 — разломы, активные в кайнозое

Третий слой разреза, залегающий на продуктах перемещенной коры выветривания (слои 4 и 5), представляет тот древний аллювий, о котором говорилось выше. От следующего за ним по возрасту манзурского аллювия он отличается присутствием значительного количества обломков коры выветривания, относительно мономиктовым составом галек и песчаной фракции (рис. 23, 24, 25), наличием на поверхности многих галек красной глинистой «рубашки» и, наконец, общей красной окраской. Эти признаки показывают, что на составе древнего аллювия ясно, хотя и косвенно, отразилось влияние химического выветривания, что вытекает, впрочем, и из залегания его на своеобразной коре выветривания карбонатных пород нижнего кембрия.

В глинистых песках слоя 3 обнаружен пылецовый комплекс с обильной пылью травянистых растений семейства *Chenopodiaceae*, *Compositae* (особенно много пыльцы *Artemisia* sp.), *Leguminosae*, *Rosaceae* и единичной пылью *Pinus sibirica* и *Pinus* sp. Такой пылецовый комплекс указывает, вероятно, на относительную сухость климата и преобладание степной растительности. Это обстоятельство, в совокупности с литологическими особенностями древнего аллювия, дает основание отнести его к красноцветной формации.

В пылецовых комплексах отложений манзурского аллювия преобладает пыльца *Pinus* подрода *Haploxylo*, в меньшем количестве встречается пыльца *Picea* секции *Euripicea*, *Picea* секции *Omorica*, отмечены единичные пылецовые зерна *Tsuga* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp., *Juglans* sp., *Alnus* sp. Сравнительно много пыльцы злаков, полыни, гвоздичных и других травянистых растений. Подобные комплексы характеризуют темнохвойную тайгу с небольшой примесью грецкого ореха, зарослями лещины и ольхи в речных долинах и с остепненными участками по их склонам. Сравнивая их с пылецовым комплексом аллювия слоя 3 разреза у с. Подток, можно предположить общее изменение климата в сторону увлажнения, приведшее к замещению степных и лесостепных ландшафтов на лесные. Во всяком случае, растительность времени накопления манзурского аллювия явно отличалась от типично термофильной растительности времени формирования баяндайской и, тем более, каменской свит. Ее состав указывает на уже вполне умеренные климатические условия, чему не противоречит и ясно выраженный полимиктовый состав песков и галечников манзурской свиты.

Из приведенных данных видно, что манзурский аллювий более молод, чем отложения красноцветной формации. С другой стороны, он перекрывает аллювиальными отложениями с корбукулами и остатками млекопитающих, соответствующих тираспольскому комплексу фауны — руководящему для отложений нижнего плейстоцена в традиционном понимании объема четвертичного периода или верхнему эоплейстоцену в понимании В. И. Громова. Стратиграфическое место манзурского аллювия, таким образом, определяется его положением между красноцветными отложениями позднего неогена и фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего плейстоцена. Применительно к прежней схеме стратиграфии антропогена он может быть датирован самым концом верхнего плиоцена,



29. Разрез кайнозойских отложений в карьере у с. Подток (долина р. Унгурь).

1 — суглинок; 2 — галечник; 3 — щебень и дрова; 4 — маршалитово-глинистые отложения; 5 — кора выветривания; 6 — доломиты

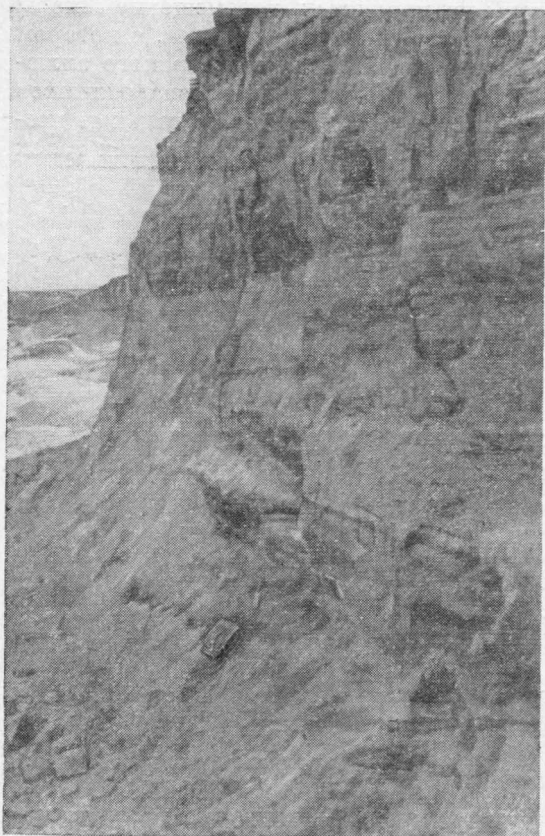


Рис. 30. Ангинский аллювий. Переслаивание «табачных» галечников, песков и илов с корбикулами в карьере у с. Сухнай Байбет

если же встать на позиции схемы В. И. Громова, поддерживаемой многими геологами, то его следовало бы отнести к среднему эоплейстоцену, а отложения красной окраски — к нижнему эоплейстоцену¹.

Ангинский аллювий

Под этим названием рассматриваются древние (но несомненно более поздние, чем манзурские слои) аллювиальные отложения, выявленные нами в 1957 г. в долине р. Анги (правый приток Лены). Около дер. Сухнай Байбет, в 15 км восточнее Качуга, в этих отложениях Н. А. Логачевым обнаружено богатейшее захоронение моллюсков, а при повторном посещении в 1962 г. — остатки фауны млекопитающих. Кроме того, ангинский аллювий, особенно его иловатые разности, оказался носителем богатых в количественном и видовом отношении споропыльцевых комплексов в отличие от аллювиальных отложений более высокого и

более низкого стратиграфического уровня, являющихся обыкновенно палинологически «немыми» или «полунемыми». Столь благоприятное сочетание позволяет использовать ангинский аллювий в качестве опорного для корреляций и палеогеографических обобщений.

Рассматриваемые отложения установлены пока на левобережье широкой древней долины, занятой р. Ангой, между деревнями Малые Голы и Ангой (рис. 30), а также на левобережье р. Лены, близ дер. Исеть, на выходе долины р. Манзурки в долину Лены. В изученных разрезах они слагают цоколи террас высотой 15—17 и 20—25 м над руслами рек, покрытые средне- и верхнеплейстоценовым аллювием и дельтием. Возможно, что местами они образуют цоколь и более высокой, 30—35-метровой террасы. Ранее мы не отмечали (Логачев и Попова, 1962), что ангинский аллювий выступает в роли цоколя некоторых поздних террас, однако это обстоятельство имеет существенное значение для понимания как стратиграфической последовательности отложений, так и истории развития речных долин в связи с тектоническими движениями четвертичного возраста. У Качуга эти отложения залегают на высоте 40 м над уровнем Лены и представлены косо- и горизонтальнослоистыми темно-серыми песками мощностью 8 м, залегающими на породах верхнего кембрия.

¹ Более подробно вопрос о положении нижней границы антропогена местной схемы рассматривается дальше (стр. 170).

Разрез у дер. Сухной Байбет (рис. 31), имеющий значение опорного, приурочен к вскрытому карьерами уступу 15—17-метровой террасы р. Анги и выглядит следующим образом (сверху вниз):

Мощность, м

dQ_2^2	1. Под тонким слоем буровато-черной почвы — красно-бурая песчано-глинистая масса с неокатанными, разного размера обломками и дресвой бордовых и бурых песчаников и алевролитов верхоленской свиты. Контакт с лежащим ниже слоем аллювия деформированный, с карманами и клиньями	до 2
alQ_1^2	2. Серый, местами бурый средний галечник в песчано-глинистой массе. Первичная слоистая текстура аллювия вверху слоя сильно нарушена	1—2
alQ_1^3	3. Переслаивание зеленовато-бурых и зеленовато-желтых (табачных) косослоистых мелких галечников, гравийных песков и песков; среди них прослой и линзы до 0,7 м мощностью горизонтально-слоистых темно-бурых и зеленовато-бурых илов. Видимая мощность	10

К собственно ангинскому аллювию здесь относится нижний слой, образующий цоколь террасы. От речных отложений более поздних генераций и от манзурского аллювия он отличается специфическим табачным цветом и несколько большей глинистостью. В прослоях и линзах илов и илистых песков содержится множество раковин моллюсков и обуглившегося растительного мусора; кроме того встречаются кости млекопитающих. В других разрезах (Рыково, Качуг, Исеть) характер ангинского аллювия остается примерно таким же.

Судя по высоте уступов террас, мощность ангинского аллювия не менее 20 м. В действительности она может быть значительно больше, ибо, судя по данным бурения, проведенного трестом «Востсибнефтегеология» в 1959 г. в с. Малые Голы, на расстоянии всего 2 км от описанного разреза, мощность рыхлых отложений на этом участке долины р. Анги достигает 176 м. К сожалению, разрез скважины задокументирован настолько схематично, что невозможно понять ни особенностей состава отложений, ни их изменчивости по разрезу. Можно догадываться, руководствуясь основными особенностями строения покрова кайнозойских отложений между речья, что здесь ангинский аллювий слагает лишь верхнюю часть разреза, а под ним залегает манзурский аллювий, ниже которого возможно присутствие и третичных отложений.

Учитывая, что в пределах Босогольской синклинали подошва ангинского аллювия расположена ниже русел Анги и Лены и в то же время он образует цоколь террас высотой 15—17, 20—25 и, возможно, 30—35 м, его мощность здесь вряд ли меньше 50—60 м. На участках новейшего поднятия она должна быть меньше, причем, сокращение мощности сопровождается поднятием коренной постели выше речных урезом. В последнем случае ангинский аллювий служит покрывкой террас, цоколем

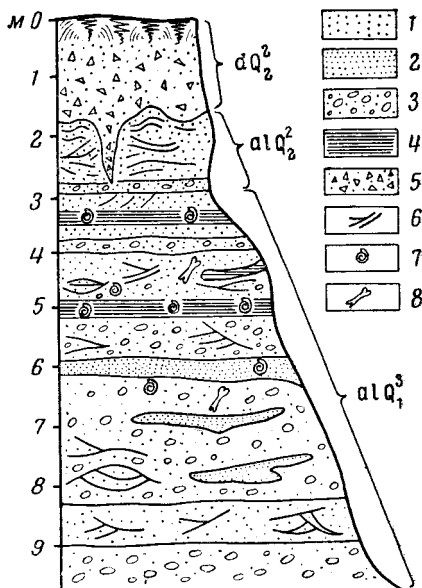


Рис. 31. Разрез 15—17-метровой террасы в карьере у с. Сухной Байбет.

1 — песок разнозернистый; 2 — алеврит; 3 — галечник; 4 — ил; 5 — щебень в песке и глине; 6 — слоистость; 7 — моллюски; 8 — остатки позвоночных

которых являются все более древние отложения, в том числе и манзурский аллювий.

В разрезе у дер. Сухной Байбет раковины моллюсков имеются почти во всех слоях, но особенно густо насыщены ими прослой илов, переходящие местами в иловатые ракушники. В их составе по нашим сборам 1962 г.¹ С. М. Поповой определены следующие формы: *Valvata piscinalis* (?) Müll., *V. pulchella* Studer, *Limnaea stagnalis* (L.), *Galba palustris* (Müll), *Planorbis planorbis* (L.), *P* (?) sp. nov., *Planorbarius corneus* (L.), *Gyraulus gredleri* (Bielz), *G. laevis* (?) (Alder), *Armiger crista* L., *Polypylis (Helicorbis?)* sp. nov., *Succinea putris* (L.), *Succinea* sp., *Vertigo modesta* (Say), *Vallonia pulchella* (Müll.), *V. tenuilabris* (Al. Br.), *Anodonta sedakovi* (?) Siemaschko, *Corbicula fluminea* (Müll.) subsp., *Sphaerium scaldianum* Normand, *Pisidium amnicum* (Müll). Обнаружены также остракоды и харовые водоросли.

Обилие раковин, превосходная сохранность их и приуроченность большинства к прослоям и линзам илов свидетельствуют о захоронении моллюсков на месте или неподалеку от мест обитания, т. е. о первичноаллювтонном (по Даниловскому, 1955) типе танатоценоза. В этом комплексе примечательно наличие моллюсков рода *Corbicula*, которые до сих пор на территории Восточной Сибири никем не отмечались.

В настоящее время в пределах СССР обитают, по данным В. И. Жадина (1952), два вида корбикул: *Corbicula fluminalis* Müll. и *Corbicula fluminea* Müll., связанных с умеренно теплыми и теплыми климатическими зонами (первый — на Кавказе, в Закавказье и Средней Азии, второй — в Советском Приморье и на Сахалине).

Благодаря исследованиям С. А. Яковлева (1956), И. В. Даниловского (1955) и других известно, что *Corbicula fluminalis* Müll. полностью вымерла на Русской равнине и в Германии в миндель-риссе, то есть перед максимальным (днепровским) оледенением. К востоку от Урала эта форма также давно отмечалась в четвертичных отложениях Западно-Сибирской низменности (Высоцкий, 1896; Введенский, 1933; Бер, 1938) и Алтайской равнины (Щукина, 1960), причем большинство исследователей подчеркивало связь ее с низами четвертичной системы. В последнее время все эти находки рассмотрены В. С. Волковой (1962), поэтому нет необходимости на них останавливаться. Отметим только, что как на Русской равнине, так и в Западно-Сибирской низменности слои с корбикулами отвечают доледниковой либо межледниковой эпохе, с климатом более теплым, чем современный (Н. Николаев, 1953; Федоров, 1947). Слои англского аллювия в этом отношении не являются исключением, так как содержат довольно богатый комплекс пыльцы: *Picea* секции *Eupicea* (38%), *Picea* секции *Omorica* (6%), *Tsuga* sp. (6%), *Abies* sp. (3%), *Betula* sp. (14%), *Corylus* sp. (3%), *Juglans* sp. (7%) и единичные зерна *Tilia* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Acer* sp., — свидетельствующий о господстве темнохвойных лесов, в которых наряду с сибирской сосной и обычной елью росли экзотические виды ели из секции *Omorica*, тсуга, пихта, дуб, липа, вяз, клен, лещина и грецкий орех. Леса подобного типа ясно указывают на существование в то время влажного и относительно теплого климата и, возможно, соответствуют климатическому оптимуму после более прохладного климата времени накопления манзурского аллювия.

Нам кажется правильным замечание В. С. Волковой (1962), которая считает, что нет никаких оснований думать, что в прошлом моллюски рода *Corbicula* могли развиваться в экологических условиях, отличных

¹ Первые наши сборы 1957 г. были определены Г. Г. Мартинсоном и А. А. Симоновой, которые обратили внимание на присутствие в коллекции раковин *Corbicula fluminalis* и способствовали тем самым пробуждению интереса к дальнейшему изучению этого разреза.

от условий современного ареала их распространения. Северная граница последнего находится в пребореальной климатической зоне. Очевидно, ископаемые корбикулы без признаков угнетенности при условии их первичного захоронения сами являются индикаторами относительно теплого климата. В связи с этим нельзя не отметить справедливое замечание Н. А. Ефимцева (1961) по поводу выделения Е. Н. Щукиной (1960) в предгорьях Алтая самого древнего ледникового горизонта — башкаусского (верхний эоплейстоцен), которому в ее схеме соответствуют слои с *Corbicula fluminalis* Müll. Алтайской равнины. Не отрицая в принципе возможности древнего (дорисского) оледенения гор Южной Сибири, мы все же считаем весьма сомнительным, чтобы в это время накапливались слои с корбикулами. Либо бурые выветрелые валунные галечники башкаусского горизонта, принятые Е. Н. Щукиной за морену и флювиогляциальные отложения древнего оледенения, в действительности не являются таковыми, на чем не без оснований настаивает Н. А. Ефимцев, видя в них отложения речного генезиса, либо неправильна корреляция корбикуловых слоев равнины с башкаусскими отложениями высокогорья, если последние генетически связаны с оледенением.

В нашем случае возможность коррелятивной связи ангинского аллювия с оледенением Байкальского нагорья исключается всей совокупностью фактов, но это вовсе не означает, что здесь не было более древнего оледенения, чем максимальное, хотя для его признания пока еще не достаточно веских оснований.

Обнаруженные в разрезе у дер. Сухнай Байбет остатки *Dicerorhinus cf. mercki*, *Equus caballus cf. mosbachensis*, *Sinocastor* sp., *Mimomys ex gr. steleni*¹ подтверждают правильность сделанного ранее вывода о накоплении ангинского аллювия до века максимального (рисского, днепровского, самаровского) оледенения (Логачев и Попова, 1962) и, кроме того, дают основание определить его место в единой стратиграфической шкале в качестве отложений нижнего отдела антропогена действующей ныне схемы или верхнего эоплейстоцена схемы В. И. Громова, руководящим для которого является тираспольский комплекс фауны.

Из ангинских же слоев, видимо, происходит определенный Л. Н. Иваньевым зуб *Palaeoxodon cf. namadicus* Falc. et Saul. При осмотре места находки этого зуба (дер. Басай в 2 км к востоку от Качуга) установлено, что он извлечен из плейстоценового песчано-галечного аллювия 15-метровой террасы р. Лены и находится, следовательно, во вторичном залегании. Учитывая близость расположения места находки к костеносному ангинскому аллювию, нужно думать, что этот зуб залегал изначально именно в нем, так что приведенный выше комплекс фауны может быть пополнен еще одной формой, имеющей важное стратиграфическое значение.

Остатки лаксодонтных (лесных) слонов в Европейской части СССР, согласно И. А. Дуброво (1960) и В. И. Громову (1961), приурочены к отложениям нижнего плейстоцена (миндель и начало миндель-рисса). Как животные преимущественно лесных ландшафтов и теплого климата, эти слоны полностью исчезли с территории современных умеренных широт перед максимальным оледенением.

Один целый зуб и два обломка зуба *Palaeoxodon cf. namadicus* из бассейна р. Алдан описаны Э. А. Вангенгейм (1961); они здесь также найдены не в коренном залегании. Остатки этого слона входят в состав так называемого алданского комплекса фауны, который, по ее мнению, является вероятным аналогом таманского фаунистического комплекса. Вообще же

¹ По мнению А. Г. Покатилова, определившего в нашей коллекции корнезубую полевку, последняя сходна с формами из второго снизу костеносного горизонта разреза у горы Тологой (Западное Забайкалье), содержащего остатки *Equus cf. sanmeniensis*.

остатки лаксонотных слонов, по В. И. Громову (1961), более характерны для тираспольского комплекса фауны, и, строго говоря, синхронизация алданского комплекса с таманским является до известной степени условной, что подчеркнула и Э. А. Вангенгейм.

Если такое сопоставление является все же правильным, то остатки млекопитающих из ангинских слоев должны быть выделены в более молодой и самостоятельный для Восточной Сибири фаунистический комплекс,

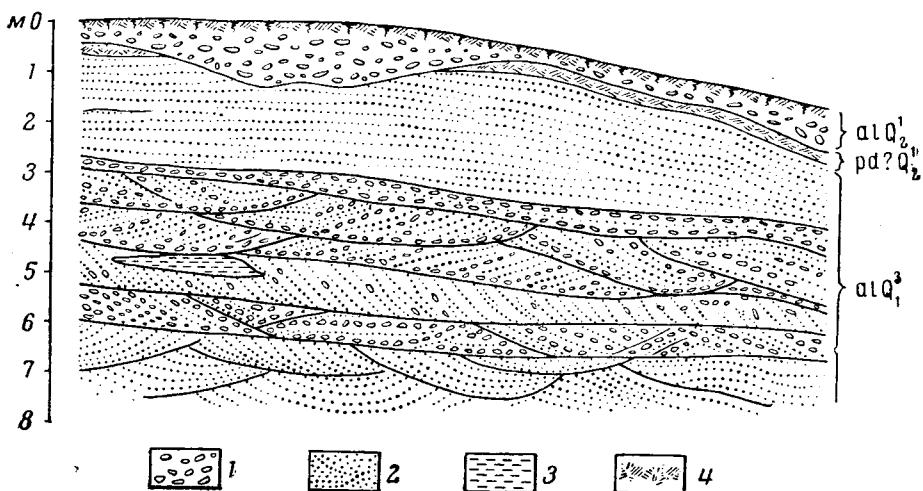


Рис. 32. Строение 15-метровой террасы на левом борту Ордынской «долины».

1 — галечник; 2 — песок; 3 — ил; 4 — погребенная почва (?)

который следует назвать ангинским. Его соответствие тираспольскому комплексу В. И. Громова простирается гораздо отчетливее, нежели алданского комплекса таманскому. Кроме того, его место в стратиграфической шкале антропогена дополнительно контролируется комплексом малакофауны с *Corbicula fluminea* Müll., которая в полосе умеренных широт имеет руководящее значение для отложений, накопившихся до максимального оледенения.

Ангинскому аллювию, вероятно, близки по возрасту аллювиальные отложения 40-метровой террасы долины р. Орды, протянувшейся по ее левому борту на 20 км от пос. Усть-Орда до Ордынского озера. Эта терраса аккумулятивная и состоит из многократно переслаивающихся песков и галечников средней и мелкой крупности, среди которых изредка попадаются тонкие прослои темно-бурых и зеленовато-серых илов. Как-либо органические остатки в этих отложениях не обнаружены, тем не менее их значительная мощность (до 60 м), зеленовато-серая, местами охристая окраска, полиминеральность состава, несколько более плотное сложение по сравнению с аллювием низких террас, для которых они являются цоколем (рис. 32), позволяют сравнивать их с нижнеплейстоценовым аллювием долины Лены и Анги. Судя по составу и строению, аллювий ордынской террасы отложен достаточно большой рекой, стекавшей на юг, в сторону долины Ангары, как это можно предполагать по преобладающему наклону косой слоистости песков. Эта древняя река была, несомненно, более водобильной и обладала большей площадью водосбора, чем короткий и очень маловодный поток современной р. Ордышки. Ниже устья Мурды ордынская терраса сливается с комплексом средневысотных террас широкого левобережья долины р. Куды.

Плейстоцен

К плейстоцену мы относим аллювиальные отложения комплекса молодых террас высотой от 35 м и ниже и комплекс делювиальных и делювиально-солифлюкционных отложений, залегающих на этих террасах и склонах речных долин. В ряде случаев в них обнаружены раковины моллюсков перигляциального облика и остатки позвоночных верхнепалеолитического комплекса фауны. Эти находки и другие особенности отложений вполне четко определяют их парагенетическую и хронологическую связь с ухудшением климата и последовавшим вслед за этим оледенением нагорья. Среди них, таким образом, могут быть различимы отложения первой половины нижнего плейстоцена, накопившиеся непосредственно после аккумуляции ангинского аллювия в условиях более сурового, но все еще умеренного климата, и отложения собственно ледниковой эпохи, когда суровость климата достигла степени, необходимой для развития мощного оледенения в Саяно-Байкальском нагорье (вторая половина нижнего плейстоцена и верхний плейстоцен).

Террасы нижнего и верхнего плейстоцена сформировались в условиях поднятия территории междуречья, благодаря чему их высотное положение выступает уже в качестве признака относительного возраста их аллювия. Следует, однако, оговориться, что высотные уровни этих «молодых» террас в долинах Лены, Анги, Иликты, Манзурки, Мурина, Куды и других вряд ли остаются постоянными на всем протяжении продольного профиля, ибо трудно себе представить, чтобы в это время полностью прекратилось развитие линейных складок междуречья, отчетливо прослеживаемое в палеогене, неогене и эоплейстоцене. При пересечении долинами антиклиналей и синклиналей самая древняя терраса плейстоцена, отмечающая начало врезания рек в толщу нижнеплейстоценового аллювия, может испытывать колебания высоты в пределах 5—10 м. Поскольку с этой стороны долины Ангаро-Ленского междуречья еще не изучались и поведение террас в их продольном профиле остается неясным, мы вынуждены ограничиться сделанным выше замечанием и говорить о террасах двух комплексов — верхнего и нижнего, отчетливо понимая, однако, условность такого расчленения.

К верхнему комплексу относятся террасы высотой от 25 до 35 м, к нижнему — все более низкие надпойменные террасы.

Аллювий террас обоих комплексов залегают на различных горизонтах кембрия, юры, а также на отложениях более молодого возраста. Местами цоколем этих террас являются раннечетвертичные аллювиальные отложения (долины рек Орды и Анги). Мощность аллювия в долинах Куды, Мурина, Манзурки, Анги и Лены около 10 м, но местами несколько превышает эту цифру, и в таких случаях террасы нижнего комплекса становятся аккумулятивными. В целом аллювиальные свиты террас нижнего и верхнего плейстоцена в рассматриваемой полосе Ангаро-Ленского междуречья превосходят по мощности аллювий соответствующих террас долины Ангары, что обусловлено различием темпа самых юных тектонических движений.

Степень сохранности аллювиальных свит различна. Редко удается наблюдать относительно полные разрезы, в которых представлены одновременно и русловая и пойменная фации и даже линзы илистого старичного аллювия мощностью 0,5 м. В большинстве случаев сохранилась лишь русловая фация, состоящая из средних и крупных галечников.

Аллювий террас нижнего и верхнего плейстоцена довольно ясно отличается по окраске от более древних аллювиальных отложений. Он сероцветен, на его облике мало сказываются процессы перераспределения гидроокислов железа и марганца и другие процессы конкрециеобразования. Влияние фактора времени в этом отношении особенно ясно выступает

при сравнении его с манзурским аллювием, для которого весьма типично «осветление» одних участков и «проохривание» других, с образованием крупных вторичных стяжений гидроокислов железа и марганца. Англинский аллювий занимает в этом смысле промежуточное положение между ранней и поздней генерациями аллювия. Наконец, «молодой» аллювий характеризуется в целом гораздо большей полиминеральностью состава обломочного материала, что может быть поставлено в связь не только с быстротой разрушения в областях сноса, но и с подавленностью процессов химического выветривания в условиях прохладного климата.

Среди отложений среднего и верхнего плейстоцена наряду с аллювиальными широко распространены делювиальные и делювиально-солифлюкционные — суглинки и супеси, имеющие нередко лёссовидный облик. На перегибах склонов и у краев речных террас они достигают в отдельных случаях мощности 10—15 м. На самих площадках террас их мощность обычно колеблется от 1 до 5 м, в зависимости от микрорельефа погребенной поверхности. Почти всегда обнаруживается влияние на их состав и окраску материнских пород, особенно хорошо заметное в тех частях делювиальных плейфлов, которые примыкают к коренным склонам и содержат щебень материнских пород. На периферии плейфлов содержание щебня в глинисто-алевритово-песчаной массе минимальное, либо падает до нуля. Если источником делювия являются красноцветы верхолонской свиты, он имеет характерную красно-бурю окраску. Делювий терригенных юрских и нижнекембрийских карбонатных свит сероцветен, но различается по степени карбонатности: делювий у склонов из карбонатных пород содержит больше белоглазки, нежели делювий юрских пород. Лёссовидная структура наблюдается лишь в верхней части разреза, с глубиной макропористость слабеет, и в 4—5 м от поверхности лёссовидные породы переходят в плотные.

Ограничившись сказанным выше о генетическом составе отложений нижнего и верхнего плейстоцена, рассмотрим данные о их возрасте. Находки ископаемой фауны в аллювии 10—12-метровой террасы близ дер. Куды (*Coelodonta antiquitatis*, *Mammuthus primigenius*), в аналогичной террасе окрестностей пос. Усть-Орда (*Coelodonta antiquitatis*, *Equus caballus*, *Bison priscus*, *Rangifer tarandus*, *Canis sp.*, *Ursus sp.*), в аллювии 12—15-метровой террасы района с. Хогот (*Mammuthus sp.*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bos sp.*) и в делювиальных суглинках и супесях окрестностей с. Ользоны (*Rangifer tarandus*, *Bos sp.*) и района с. Байндай (*Mammuthus primigenius*, *Equus caballus*, *Rangifer tarandus*, *Alces alces*, *Ovis sp.*, *Vulpes lagopus*) содержат представителей одного лишь верхнепалеолитического комплекса фауны. Перечисленные остатки позвоночных найдены в аллювии низких террас и в верхней части разреза склоновых отложений (не глубже 3—4 м). Аллювиальные отложения более высоких террас (25—35 м) и нижние горизонты делювиальных плащей остались при наших исследованиях фаунистически неохарактеризованными и к оценке их возраста можно подойти лишь косвенно.

Еще в 1934 г. Н. И. Соколовым и Н. В. Тюменцевым (1949) в долине р. Малый Кот — левого притока р. Куды — в толще суглинков, покрывающих правый склон долины р. Малый Кот, на высоте около 26 м над ее руслом были найдены зубы *Mammuthus trogontherii* и примитивные кремневые орудия типа мустье или ашель. Костные остатки и орудия залегали, по Н. И. Соколову (1957), на глубине около 2 м от поверхности, в ископаемой почве на границе красно-бурого и желто-бурого суглинков. Толща суглинков в данном пункте (котлован овощехранилища у бывшего детского дома) образует верхнюю часть разреза террасы, сопоставлявшейся с 26—30-метровой террасой р. Куды у с. Оёк; под толщей предполагались аллювиальные отложения. Э. И. Равский (1960) приводит несколько иной разрез четвертичных отложений этого же участка по стенке кот-

лована, расположенного по соседству с прежним, но ни остеологических, ни культурных остатков при этом не было обнаружено.

Мы не можем с уверенностью судить о том, кто из исследователей прав в интерпретации генетического типа отложений данного участка, но отметим, что в разрезе, приведенном Э. И. Равским, вовсе не фигурирует горизонт красно-бурого лёссовидного суглинка, которому Н. И. Соколов приписывал широкое и самостоятельное в Приангарье значение в качестве золотого накопления эпохи максимального оледенения, которую он сопоставлял с миндельской эпохой европейской шкалы. Ошибочность этих представлений в настоящее время очевидна и не нуждается в разъяснении.

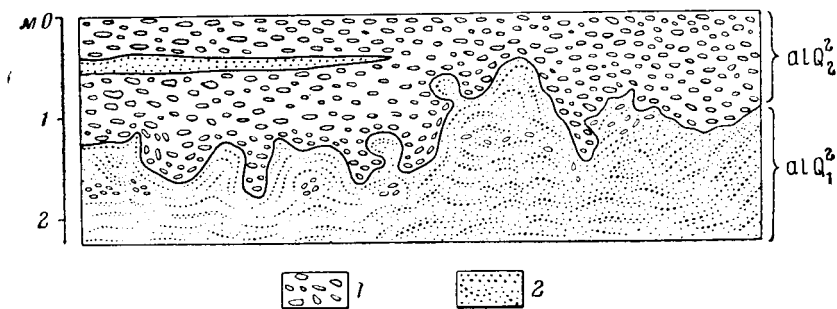


Рис. 33. Контакт верхнелейстоценового аллювия (alQ_2^2) с эолейстоценовым манзурским аллювием (alQ_1^2) в разрезе 12—15-метровой террасы у с. Хогот.

1 — галечник; 2 — песок

Отчасти поэтому некоторые геологи сомневались в правильности отнесения найденных Н. И. Соколовым и Н. В. Тюменцевым зубов к трогонтерию. Такие сомнения высказывались, в частности, и нами (Логачев и Абрамова, 1958). Проведенные в последние годы Э. И. Вангенгейм (1961) палеонтологические исследования показали, однако, что остатки трогонтериевого слона действительно встречаются в четвертичных отложениях севера Восточной Сибири и реальность находки остатков трогонтерия в нади Малый Кот получила принципиальное подтверждение.

Таким образом, на междуречье по остаткам *Mammuthus trogontherii*, руководящей формы хазарского фаунистического комплекса В. И. Громова, выделяются отложения, сопоставимые по возрасту, вероятно, с миндель-риссом и началом рисса западноевропейской шкалы. Надо полагать, что указанная Н. И. Соколовым и Н. В. Тюменцевым высота залегания остатков (около 30 м над руслом р. Куды) является тем пределом, ниже которого делювиальные отложения относятся, как это следует из наших находок верхнепалеолитической фауны, ко второй половине нижнего плейстоцена и к верхнему плейстоцену. Очевидно, аллювий этой террасы должен быть также отнесен к первой половине нижнего плейстоцена. В таком случае аллювиальные отложения террас высотой от 17—15 до 6—4 м, содержащие остатки представителей мамонтовой фауны, относятся ко второй половине нижнего плейстоцена и к верхнему плейстоцену, т. е. к эпохе полного развития оледенения гор Южной Сибири.

Примерно такая же картина вырисовывается и при изучении следов ископаемой мерзлоты. В карьере у с. Хогот (рис. 33) контакту между аллювием 12—15-метровой террасы и подстилающими его среднелейстоценовыми косослоистыми гравийными песками свойственны неровные прихотливые очертания: аллювий террасы внедряется карманами неправильной формы в лежащую ниже толщу. Слоистая текстура последней

сильно нарушена, слои дисгармонично изогнуты, их наклон отклоняется от нормы, характерной для косой слоистости аллювия, достигая местами $60-70^\circ$. Неупорядоченность текстуры проявляется и в нижней части аллювия террасы, но выше он не имеет признаков деформации, что хорошо подчеркивается спокойным залеганием в толще аллювия прослоев глинистого песка. Подобные соотношения, очевидно, можно истолковать как результат отложения аллювия на поверхности, нарушенной мерзлотными деформациями. В крайнем случае можно говорить о деформации в момент накопления нижних горизонтов аллювия террасы, наложенность же ее на всю толщу аллювия исключается.

Это единственный известный нам случай, когда признаки ископаемых мерзлотных деформаций наблюдаются в подошве аллювиальной свиты, будучи по отношению к ней в целом более ранними. Гораздо чаще приходится встречать мерзлотные пертурбации, наложенные на аллювий террас высотой от 10 до 15—17 м. В этом же ангинском разрезе (см. рис. 31) аллювий 15-метровой террасы, залегающий на срезанной поверхности раннеплейстоценовых отложений с корбикулами, местами разбит неглубокими (до 1,0—1,2 м) грунтовыми жилами, которые внедряются в него из лежащего выше красно-бурого щепнистого делювия. Близ грунтовых жил, являющихся, скорее всего, псевдоморфозами по мелким ледяным клиньям, первичная слоистая текстура аллювия нарушена: наблюдаются изгибы слоев вверх и вниз, а также мелкие микроскладки.

По-иному выглядят эпигенетические мерзлотные деформации аллювия 15-метровой террасы на левобережье р. Манзурки у с. Исеть (рис. 34). Грунтовые жилы здесь не наблюдались, но контакт горизонта делювия с аллювием имеет гирляндобразный характер вследствие провисания подошвы делювия в лежащий ниже горизонт. Провесы имеют примерно одинаковую ширину (1,3—2,0 м) и разделены то острыми, то притупленными, симметричными или слегка запрокинутыми гребешками — клиньями аллювия. Галька внутри последних ориентирована длинными осями вдоль контакта, приобретая местами вертикальное положение. Вряд ли можно сомневаться в том, что мерзлотные деформации здесь возникли в деятельном слое и что их характер в целом обусловлен активным перемещением галечникового материала кверху в результате сезонного промораживания и оттаивания. Очевидно, это разрез полигональных мерзлотных форм, развитие которых давно закончилось: верхние горизонты делювия не нарушены, а в рельефе поверхности террасы ископаемые полигональные формы не выражены.

Приведенные примеры указывают на различный характер взаимоотношений между аллювием и мерзлотными деформациями. Часть последних проявилась до накопления аллювия на террасах высотой 12—17 м, другая же часть является явно наложенной. Из-за крайне слабой обнаженности отложений плейстоцена невозможно решить, в какой степени мерзлотными деформациями охвачены аллювиальные и другие отложения более низких террас, но необходимо иметь в виду, что и сейчас в прилесьной части междуречья, являющейся районом распространения хотя и островных, но исключительно ярких по выраженности мерзлотных форм рельефа, часто возникают нарушения, обусловленные как развитием деятельного слоя, так и многолетней мерзлотой. В связи с этим только те мерзлотные деформации имеют известное палеогеографическое и стратиграфическое значение, ископаемый характер которых несомненен. При отсутствии ненарушенного перекрытия значение их резко снижастся, ибо в этом случае очень часто остается открытым вопрос об их верхней возрастной границе.

То обстоятельство, что аллювий 15—17-метровых террас местами перекрывает отложения с признаками мерзлотной деформации и сам несет еще более отчетливые следы нарушений того же происхождения, ука-

зывает на господство холодного, сурового климата непосредственно перед его накоплением и после него. Остается неясным, соответствуют ли эти деформации двум самостоятельным максимумам похолодания, разделенным волной относительного потепления климата при формировании аллювия 15—17-метровых террас, или же климат и во время накопления аллювия оставался достаточно суровым. Отсутствие следов сингенетических мерзлотных деформаций в самой толще аллювия не может быть в данном случае истолковано только как результат потепления климата, ибо

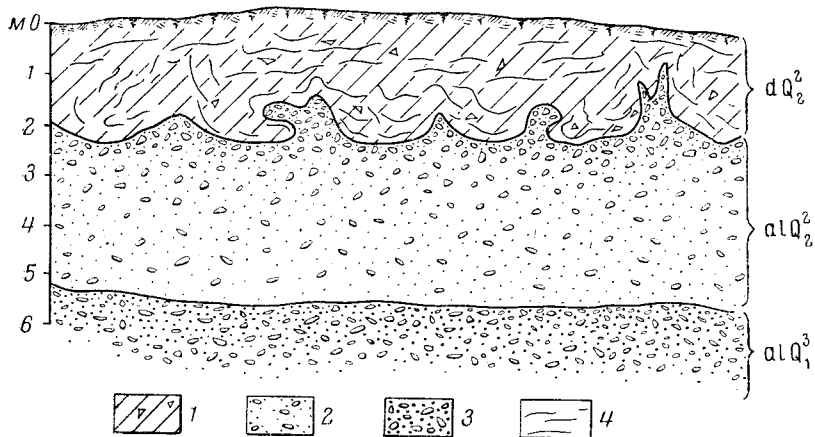


Рис. 34. Гирляндиобразный криогенный контакт делювия и аллювия в разрезе 15-метровой террасы у с. Исеть.

1 — супесь с щебнем; 2 — серый аллювий; 3 — табачно-охристый (ангинский) аллювий; 4 — текстура делювия

в изученных нами разрезах сохранилась лишь русловая фация, для которой даже для рек полярного климата мерзлотные деформации малохарактерны (Лаврушин, 1961). Тем не менее факт разделения двух фаз обострения криогенных явлений периодом аккумуляции аллювия 12—17-метровых террас интересен в том отношении, что свидетельствует о повторяемости мерзлотных деформаций во времени, причем истинное значение этой повторяемости не совсем ясно, хотя в первом приближении ее можно было бы принять за показатель колебаний климата от одной ледниковой эпохи (нижний горизонт криотурбаций) к другой (верхний горизонт криотурбаций). Если признать это, то нижний ярус криотурбаций следовало бы условно отнести ко времени максимального оледенения, в то время как верхний ярус может быть сопоставлен с более поздними кульминациями холода в течение верхнего плейстоцена. В таком случае аллювий 12—17-метровых террас можно отнести к концу второй половины нижнего — началу верхнего плейстоцена, а аллювий более низких террас — 10—12 и 4—6 м — и кроющие его делювиальные и делювиально-солифлюкционные суглинки с остатками верхнепалеолитической фауны — к верхнеплейстоценовому ярусу.

Нет смысла останавливаться подробно на рассмотрении генетически разнообразных отложений голоцена, ибо за ними не велись специальные наблюдения. Отметим лишь преобладание среди них аллювиальных фаций современной поймы и новейших склоновых отложений, либо наращивающих разрез ранее отложенных субаэральных накоплений, либо скапливающихся на склонах на поверхности едва перемещенной «коренной разборной плиты». Более скромную и даже ограниченную роль играют золотые песчаные накопления, локализованные на низких плейстоценовых

террасах и содержащие местами (окрестности Оёка, Усть-Орды) горизонты погребенной почвы с остатками неолитических культур, а также озерные и солифлюкционные отложения.

ВЕРХНЕЕ ПРИАНГАРЬЕ

В рыхлом покрове Приангарья, наблюдаемом преимущественно в речных долинах и на их склонах, наиболее распространены аллювиальные, делювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения. Осадки иного генезиса — озерные, пролювиальные и эоловые — играют в целом менее заметную роль, хотя в некоторых районах со специфическими геолого-геоморфологическими условиями их значение возрастает настолько, что они становятся преобладающими.

Развитие рельефа Верхнего Приангарья в течение позднего неогена и антропогена определялось в главных чертах общим поднятием и шедшим на этом фоне расчленением древней поверхности денудации. Условия для возникновения сколько-нибудь мощных накоплений рыхлых отложений отсутствовали, за исключением ряда участков, где к общему поднятию добавлялись еще дифференцированные движения. Последние создавали условия для локальной аккумуляции мощных осадков (до 50—80 м) на сравнительно больших пространствах внутренних районов Сибирской платформы. Обычная же норма мощности четвертичных отложений колеблется в пределах 5—15 м. Лишь над вогнутыми перегибами склонов, у подошвы уступов структурных и речных террас, в результате продолжительного накопления делювия возникли толщи мощностью до 25 м.

Рассмотрение рыхлого покрова Приангарья целесообразно начать с аллювиальных отложений, ибо их формирование являлось первой производной процесса общего поднятия платформы и связано с конкретными уровнями террас. Для их возрастного расчленения поэтому применимы простые гипсометрические сопоставления. Накопление отложений на склонах шло вслед за формированием речных террас, охватывая подчас большую протяженность склона на разных отметках. Здесь аллювиальные отложения выступают в роли как бы ведущего компонента, в сопоставлении с которым лучше выясняется стратиграфическое положение других генетических типов. Такой схемы придерживались наши предшественники (Соколов, 1957; Равский, 1960), придерживаемся ее и мы.

Аллювиальные отложения

Террасы в долине р. Ангары и ее крупных левых притоков — Белой и Оки образуют подобие многоступенчатой лестницы, составные элементы которой — площадки террас и их уступы — выражены тем яснее, чем ниже и относительно моложе сами террасы. Неудовлетворительная сохранность наиболее высоких из них была причиной расхождения мнений относительно общего количества террас и их возраста.

Н. И. Соколов (1957) различал на отрезке между устьями рек Белой и Иды 14 террас и 2 уступа поймы. Все террасы были разделены на 4 комплекса. Первый комплекс объединяет 200-, 180-, 150-, 160- и 120—130-метровые террасы с характерными для них чрезвычайно широкими (1—5 км) площадками, покрытыми аллювиальными тонкозернистыми песками и мелкой галькой, под которыми в воронках на поверхности кембрийских известняков залегают каолины и огнеупорные глины; возраст комплекса — плиоцен. Второй комплекс — более узкие (до 500 м) террасы, покрытые аллювием того же состава, высота их 110—120, 90—100 и 70—80 м; ранний плейстоцен. Третий комплекс — цокольные террасы, аллювий которых включает крупную гальку и валуны, высота 50—60,

32—36, 24—26 и 18—20 м; конец раннего плейстоцена, средний плейстоцен и начало верхнего. Четвертый комплекс — низкие аккумулятивные террасы, сложенные песками и галькой среднего размера, высота 12, 6—8 и 4 м; конец верхнего плейстоцена. Пойменные террасы, высотой 1,5—2,0 и 0,5 м, отнесены к голоцену.

Как показали более поздние исследования Э. И. Равского (1960) и наши, эта схема расчленения ангарских террас является в принципе правильной, но вместе с тем возникли сомнения в обоснованности выделения самых высоких террас, начиная со 130—140-метровой и выше, поскольку эти уровни геоморфологически не улавливаются и поиски аллювия на них закончились безрезультатно. На отрезке долины р. Ангары между устьями Белой и Иды постель юрских отложений наиболее приближена к современной поверхности денудации, вследствие чего в приводораздельной части склонов долин юрские отложения, особенно те, которые в той или иной мере разрыхлены в зоне выветривания или испытали частичное смещение с мест первичного залегания, легко могли быть приняты за аллювий высоких террас. Видимо, эта ошибка и привела Н. И. Соколова к выводу о наличии здесь широких площадок террас высотой 150 м и более, под аллювием которых якобы залегают каолиновые глины неогенового возраста (трошковские, балайские и т. п.). Теперь хорошо известно, что эти глины залегают в основании юрской угленосной толщи Черемхово-Усольской площади и парагенетически связаны с предъюрской корой выветривания.

В итоге исследований, проведенных в течение последних 10—15 лет в связи с гидростроительством и выяснением перспектив алмазонасности рыхлого покрова, в долине Ангары можно выделить 9—10 цикловых террас, самая древняя из которых расположена на высоте не более 120—130 м. Речь здесь идет только о таких террасах, на которых выявлены в первичном залегании несомненно аллювиальные отложения. Такой строгий подход к учету количества и определению высоты террас, принятый сейчас большинством геологов-четвертичников, нам кажется оправданным, так как позволяет избавиться от сомнительных данных и повышает точность выводов об истории развития долинных систем в условиях почти горизонтальной платформенной структуры, где очень часто на склонах долин проявляются ступени и уступы денудационного происхождения. Однако в принципе трудно отрицать возможность обнаружения более высоких террас, чем 120—130 м, поскольку на склонах долины над этим уровнем остается еще значительный запас высоты до уровня исходной денудационной поверхности.

Фрагменты высоких террас в долине Ангары, от истока до плотины Братской ГЭС, встречаются исключительно редко. Они отмечены нами в трех-четыре пункта. Поиски их на отрезке пересечения Ангарой поля юрских отложений сопряжены с большой трудностью, не только из-за крайне плохой сохранности этих террас, но и по причине значительного внешнего сходства аллювия с элювированными юрскими обломочными отложениями.

Нами выделяются пойма высотой до 4 м и 9 террас: I (6—8 м), II (12—15 м), III (16—20 м), IV (25—32 м), V (35—45 м), VI (50—60 м), VII (70—80 м), VIII (90—100 м), IX (120—130 м). Это деление основано на результатах инструментального нивелирования многочисленных поперечников долины, изученных при помощи шурфовки и бурения, и во многом сходно с высотным расчленением террас среднего течения р. Ангары, приводимым Э. И. Равским (1959б). Следует сразу же оговориться, что лишь для трех нижних террас, I, II и III, приведенные высотные уровни более или менее точно соответствуют положению верхов пойменной фации аллювия, в то время как высотные уровни более древних террас из-за их размытости взяты приближенно.

Самые высокие террасы долины Ангары и ее притоков, 90—100 и 120—130 м, несут на своих площадках комплекс аллювиальных и делювиальных, преимущественно красноцветных отложений позднего неогена, которые рассмотрены в разделе, посвященном красноцветной формации. К сказанному там можно добавить, что на левом берегу Ангары у пос. Постоянного и по обоим бортам долины р. Оки в районе бывших сел Доллово, Большеокинское и Шаманово на тех же уровнях встречены сильно редуцированные аллювиальные отложения в виде маломощной (2—3 м) толщи бурых песчанистых глин с редкой галькой «космополитов» — кварцита, кварца и кремния, или в виде скоплений и отдельных галек, неглубоко проникших в щебнево-глинистый элювий трапсов и осадочных пород ордовика. В песчано-алевритовой фракции резко преобладает кварц, в подчиненном количестве присутствуют выветрелые полевые шпаты (до 10%), в единичных знаках — гранат, рутил, циркон, лейкоксен, ильменит.

Расположенная ниже 70—80-метровая терраса покрыта аллювием несколько лучшей сохранности. Если связь VIII и IX террас с долинами рек не всегда ясна и нередко они тяготеют к выровненным участкам придолинного пространства, то 70—80-метровая терраса полностью вписывается в контуры современной долины. Несмотря на более широкое распространение площадок этой террасы, число выявленных пунктов с аллювиальными отложениями невелико, причем обычно удается наблюдать лишь галечно-песчаные отложения русловой фации, подчас сильно измененные наложенным выветриванием и глубоко скрытые под покровом более поздних суглинков и супесей. При разбуривании поперечников у сел Аталанка и Верхнее Суворово под буровато-серыми суглинками мощностью до 10—15 м вскрыт трехметровый слой мелкого и среднего галечника из смеси экзотических и местных пород в песчаном и песчано-глинистом материале с разводами и корочками гидроокислов железа. Для аллювия VII террасы, в отличие от аллювия самых высоких террас, характерна большая полимиктовость галечного и песчаного материала. Наряду с гальками «космополитами» в его составе имеются гальки эффузивов, гранитоидов, кварцево-мусковитовых сланцев, гнейсов и пегматитов. В песчаной фракции кварц лишь немного преобладает над полевым шпатом, весьма разнообразен спектр тяжелых минералов — амфибола, широксена, эпидота, граната, сфена, циркона, рутила, ставролита, апатита, лимонита и др.

Близ с. Коновалово аллювий этой террасы залегает под делювиальными суглинками с остатками *Mammuthus primigenius* и *Bison priscus* и представлен бурым песчанистым суглинком с беспорядочно разбросанной галькой. Такой его характер обусловлен изменением первичной текстуры и состава наложенными процессами — выветриванием и деформациями при смещении по склону под влиянием гравитации и солифлюкции.

Аллювиальные пески и галечники распространены широко на VII террасе левобережья Ангары, между дер. Чама и устьем Оки, а также на правом берегу Оки, в районе Усть-Окинского расширения. Здесь они достигают мощности 3—5 м и несут следы сильнейших наложенных мерзлотных деформаций (рис. 35, 36), но в то же время не несут заметных вторичных изменений вещественного состава. В этом районе VII терраса входит в состав озеровидного расширения, которое выклинивается на Ангаре в районе Заярска, на Оке — в районе пересечения ею трапсовых залежей Андриюшкина хребта. VII терраса, в совокупности с примыкающими к ней более низкими, образует здесь широкую (до 6—8 км) равнину, прикрытую с поверхности тонким слоем более поздних озерных песков. Усть-Окинское расширение является единственным местом, где VII терраса достигает огромной ширины и покрыта превосходно сохранившимся выдержанным аллювием, в котором местами можно различить русловую фацию и низы пойменной. Первая представлена мелкими и средними га-

лечниками, вторая — разнозернистыми песками и супесями. Для аллювия в целом характерны примерно равное участие в песчано-алевритовой фракции кварца и полевого шпата и довольно разнобразный спектр минералов тяжелой фракции.

Из аллювия VII террасы определены бедные спорово-пыльцевые комплексы, содержащие пыльцу хвойных, в том числе экзотических, и редкие зерна пыльцы березы, лещины, дуба и трав. По данным Э. И. Равского (1959б), в аллювии, залегающем на высоте 75—80 м над урезом реки у с. Кежмы (ниже Братских порогов), был найден астрагал древней лошади, принадлежавший, по мнению Э. А. Вангенгейм, *Equus cf. sanmeniensis*, считающейся азиатским аналогом европейской *Equus süssenbornensis* — формы, характерной для таманского фаунистического комплекса. Таким образом, имеются достаточно веские основания рассматривать аллювий VII террасы как наиболее раннее накопление четвертичного периода и отнести его к среднему ярусу эоплейстоцена местной стратиграфической схемы.

Шестая (50—60 м) терраса, несмотря на ее относительную древность, является одной из наиболее распространенных. Обширные площадки ее тяготеют к устьевым участкам долин Белой и Оки. Вне связи с последними ее фрагменты, значительной ширины и протяженности, встречаются во многих пунктах на обоих бортах долины Ангары, а также в виде высоких докольных островов (о-в Нижний Каменный) и останцов обтекания у деревень Нижне-Суворово, Баля и Громы. В составе аллювиальной свиты этой террасы местами хорошо различимы обе главные фации — русловая и пойменная. Нижняя часть аллювия в разрезах этой террасы близ устья Оки и на Балинском и Нижне-Суворовском останцах обтекания представлена галечниками, мощность которых не превышает 2,5—3,0 м; в некоторых случаях они образуют тонкий (до 0,2 см) пояснок на коренном плотике. Поверх них залегают разнозернистые пески мощностью 1—3 м, косая слоистость которых позволяет отнести их к русловой фации. Выше они сменяются пойменными отложениями мощностью до 5 м — переслаиванием илов и супесей с многочисленными черными бобовинами гидроокислов железа и с редкими изломанными раковинами моллюсков рода *Radix* sp. Сильно нарушенная первичная слоистость и наличие клинообразных грунтовых жил, подходящих своими раструбами к слою современной почвы, свидетельствуют о наложенном характере мерзлотных деформаций. В пойменной фации этой террасы на останце обтекания

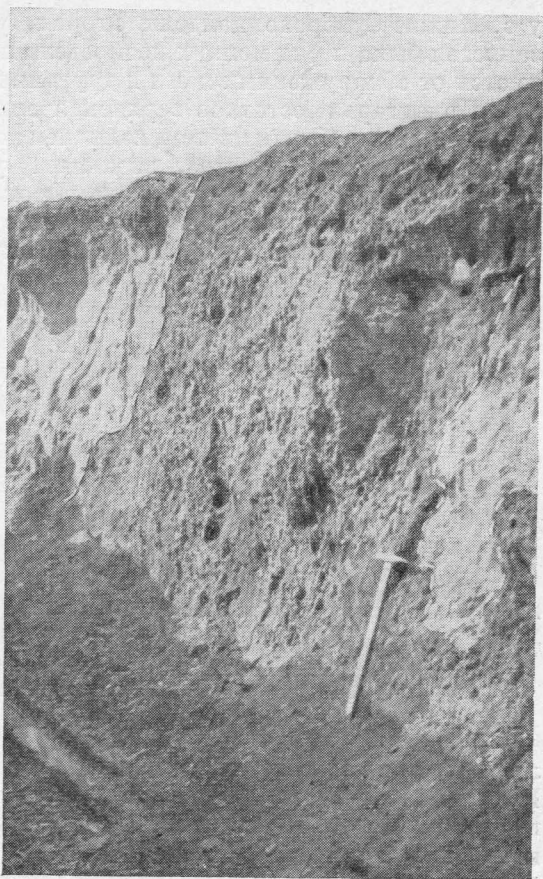


Рис. 35. Аллювий 70—80-метровой террасы. Столбобразная залежь галечника в песке. Усть-Окинское озеровидное расширение

у с. Нижне-Суворово найдены вторая фаланга (задняя) лошади, кости запястья быка и ряд мелких неопределимых обломков. Эти остатки отличаются от обнаруженных нами и другими исследователями во многих пунктах Приангарья остатков верхнепалеолитического комплекса несколько большим весом, белым цветом, наличием на поверхности мелких дендритов черного рудного вещества, звенящим ударом. Степень фоссилизации и связь остатков с аллювием столь высокой террасы не оставляют сомнений в принадлежности их к фауне, более древней, нежели «мамонтный» комплекс. Э. А. Вангенгейм пришла к выводу о принадлежности фаланги

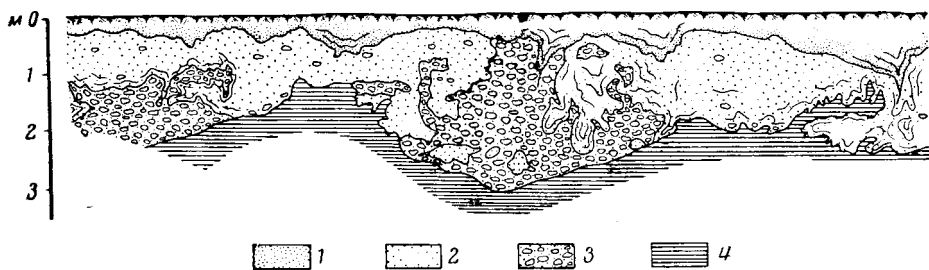


Рис. 36. Характер мерзлотных деформаций в аллювии 70—80-метровой террасы. Усть-Окинское расширение.

1 — золотый мелкозернистый песок; 2 — разнозернистый песок; 3 — галечник; 4 — алевролиты и аргиллиты братской свиты ордовика

лошади, скорее всего, к группе азиатских *Equus sanmeniensis* Chard. et Riv., причем — не к самым ранним формам. Следовательно, геологический возраст аллювия 50—60-метровой террасы ограничивается рамками верхнего эоплейстоцена.

Аллювий террасы аналогичной высоты на площадке ныне затопленного аэродрома в Братске, на левом берегу Ангары у дер. Милославки, на левобережье р. Белой в районе Мальты и Шамотного завода и в других местах характеризуется, как правило, существенными вторичными изменениями, хотя они и проявляются в несколько ослабленном виде по сравнению с вторичными изменениями аллювия более высоких террас. В общем случае они сводятся к частичной, а иногда даже к полной потере первичной слоистой текстуры, переходу первоначально песчаного заполнителя в песчано-глинистый агрегат с разбросанной по нему в беспорядке галькой экзотических и местных пород, к образованию вторичных разводов и стяжений гидроокислов железа. Все эти изменения рельефно проступают в тех разрезах, аллювий которых имеет малую (до 2—3 м) мощность и не защищен покровом склоновых отложений. В таких условиях в нем резко увеличивается содержание глинистой фракции — в 2—3 раза против той нормы, которая характерна для аллювия хорошей сохранности. Кроме того, он приобретает характерный грязно-ржавый цвет за счет пигментации гидроокислами железа. Крайняя степень эпигенетических изменений аллювия наблюдалась в разрезе четвертичных отложений вершинной части о-ва Нижнего Каменного, представляющей собой 50—60-метровую цокольную террасу. Собственно, аллювий, как таковой, здесь отсутствует: на породах ордовика залегает однородная серая песчанистая глина мощностью 1,5 м, содержащая внизу редкую, хорошо окатанную гальку кварца, кварцита, гранита, кристаллического сланца. Нередко встречается колотая галька, причем осколки ее находятся в массе глины на расстоянии 5—10 см одна от другого. Глинистый состав в прошлом несомненно русловых отложений, полная потеря ими слоистой текстуры и, наконец, наличие расцепленной гальки — все это указывает на полную

потерю первичного облика отложений под влиянием наложенных процессов, главное значение среди которых имел механический в основе своей распад обломков аллювия под влиянием многократного промерзания и оттаивания в деятельном слое. Трактовать иначе подобный факт вряд ли можно. Во всяком случае, его нельзя объяснить одним лишь химическим разложением, так как последнему явно не благоприятствовали климатические условия антропогена.

В районе Усолья и Шамотного завода в залегающих непосредственно на аллювии VI террасы нижних горизонтах субаэральных суглинков и супесей обнаружены костные остатки довольно высокой степени фоссилизации, принадлежавшие, по определению О. В. Скалон, быку и крупной лошади типа европейской *Equus mosbachensis* или *E. chosaricus*. Нижние горизонты этих суглинков образовались, следовательно, в то время, когда на поверхность террасы начали проникать со склонов делювиальные шлейфы. Превращение VI террасы в надпойменную произошло в самом начале нижнего плейстоцена.

Следующая, 35—45-метровая терраса (или террасы) представлена в долине Ангары площадками ограниченной ширины и протяженности. На них залегают галечники и гравийные пески, мощностью до 4—6 м, с редкими валунами метаморфических и изверженных пород, принесенными из Восточного Саяна. Пойменная фация сохранилась в редких случаях и то в существенно размывом состоянии. Эпигенетические изменения аллювия обычно невелики; в нем хорошо различима слоистая текстура, в той или иной мере деформированная мерзлотными и другими процессами; ни в одном из изученных разрезов он не был так сильно оглинен, как аллювий более высоких террас. По особенностям состава аллювий этой террасы значительно ближе к аллювию более молодых террас, но нередко несколько интенсивнее обогрехено разводами вторичных гидроокислов железа.

На левом берегу р. Белой в 3 км выше Мальты из гравийно-галечного аллювия, залегающего двухметровым слоем на неровной поверхности юры и перекрытого буровато-серым макропористым суглинком с остатками костей крупнотелого носорога и северного оленя, извлечены кости конечностей крупной лошади, сходной, по определению Л. Н. Иваньева и О. В. Скалон, с европейскими *Equus chosaricus* или *E. mosbachensis*. Постель аллювия в данном пункте расположена на высоте 38 м над уровнем Белой.

Для суждения о возрасте 35—45-метровой террасы существенное значение имеют особенности строения ее аллювия в пределах Усть-Окинского расширения. Здесь ее доколь из бордовых и зеленых аргиллитов и алевролитов братской свиты расположен на высоте около 43 м. Как показало детальное изучение, в строении рыхлого покрова здесь ясно различимы два яруса. Нижний ярус представляет собой толщу галечников, песков и супесей, мощностью до 3—4 м, с замысловатым рисунком текстуры и изорванным контактом с постелью из аргиллитов и алевролитов братской свиты (рис. 37). Наблюдаются завихрения слоистости, гнезда и клинья одних осадков среди других и т. п. В эти деформации втянуты даже выветрелые бордовые глины и аргиллиты ордовика, образующие клинообразные, обычно расщепленные внедрения в лежащие выше рыхлые осадки. На срезанной поверхности деформированных слоев залегают ярус песков с ненарушенной горизонтальной слоистостью, местами имеющей в основании тонкий (до 20 см) пояснок косослоистого мелкого галечника.

Двухъярусное строение разреза наблюдалось во многих точках 40—45-метровой террасы, а также на более высоких террасах Усть-Окинской равнины. Оно указывает, что рыхлый покров сформировался в два приема, разделенных промежутком времени, в течение которого ранее отложенные осадки нижнего яруса подверглись сильнейшим механическим

напряжениям, местами до неузнаваемости изменившим первичную текстуру аллювия. Судя по ее характеру (текстура «кипения») и залеганию деформированных отложений на практически горизонтальной поверхности террасы, надо полагать, что причиной столь резких изменений были мерзлотные процессы.

Собственно аллювиальную свиту здесь (рис. 38) образует нижний горизонт деформированных осадков, а поверх него залегают горизонтально-слоистые озерные пески. Связывая развитие криогенных текстур в аллювии с оледенением, мы должны, очевидно, признать, что озерные пески,

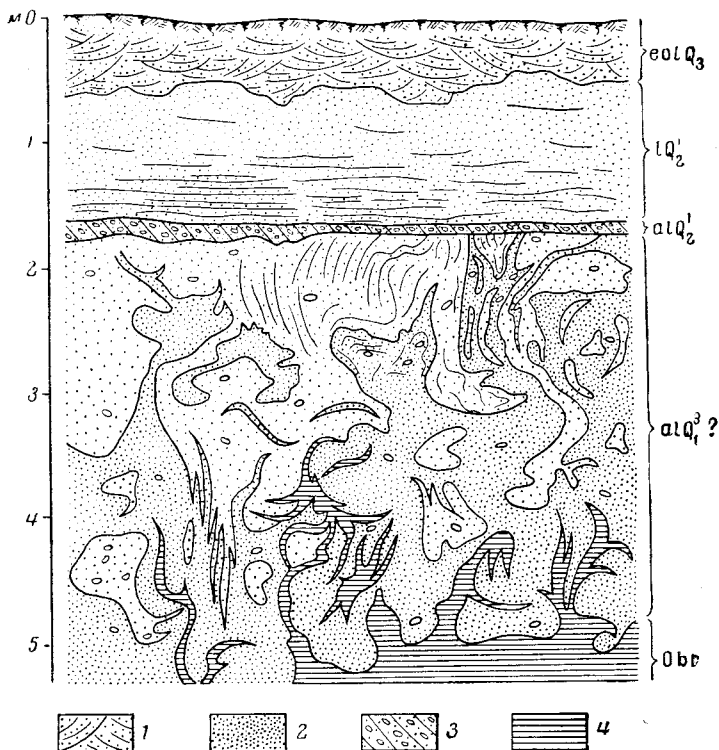


Рис. 37. Разрез четвертичных отложений 40—45-метровой террасы. Мерзлотные деформации аллювия. Усть-Окинское расширение.

1 — разнозернистые пески и характер их слоистости; 2 — мелкозернистые пески; 3 — гравий и галечник; 4 — алевролиты и аргиллиты братской свиты ордовика

содержащие обедненный пылевой комплекс темнохвойной тайги, являются отложениями межледникового века, которые «запечатали» самый древний из известных в Приангарье горизонтов с криотурбациями. Следует отметить, что развитию последних весьма благоприятствовали местные геоморфологические и геологические условия Усть-Окинского расширения — равнинный характер поверхности и наличие водоупора из аргиллитов и алевролитов братской свиты. Эти особенности, вероятно, и обусловили охват криотурбациями всей территории расширения и их глубокую специфику по сравнению с другими следами ископаемой мерзлоты, ставшими уже обычными в практике изучения четвертичных отложений Приангарья, — клиновидными грунтовыми псевдоморфозами по полигонально-жильному льдам, «котлами кипения» и т. п., которые наблюдаются обыкновенно в толщах покровных суглинков и супесей (Молодых, 1960; Равский, 1961).

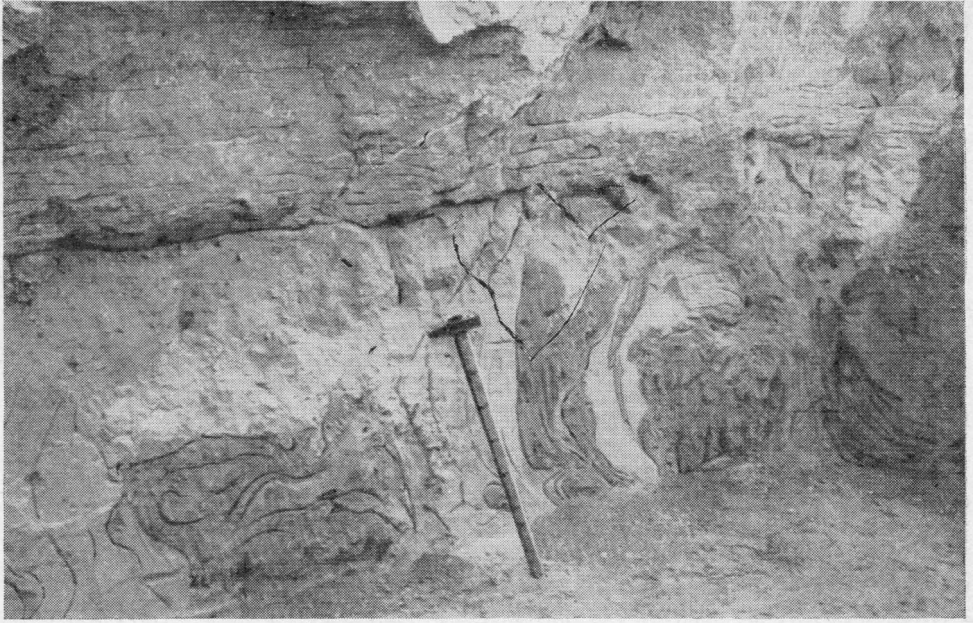


Рис. 38. Деформированный аллювий 40—45-метровой террасы (нижняя часть снимка), перекрытый озерными песками. Усть-Окинское расширение

Более низкие надпойменные террасы долины р. Ангары образуют следующие вполне обособленные уровни: 25—32 м, 16—20 м, 12—15 м, 6—8 м. Среди них наименее распространенными являются 25—32- и 12—15-метровые террасы; на значительных отрезках долины они вообще не улавливаются. Цоколь I террасы обычно не выходит из-под меженного уровня; у II террасы он расположен примерно на уровне межени; III и IV террасы имеют высоко поднятый цоколь — до 12—15 и 20—25 м соответственно, за исключением участков глубоких эрозионных котлов, где коренное ложе находится ниже меженного уровня на 10 м и более.

В разрезе аллювия этих террас наряду с галечниками и песками русловой фации наблюдаются и пойменные отложения — илы, супеси и мелкозернистые пески. Последние в той или иной степени срезаны поздним плоскостным и линейным смывом, эффект которого в общем случае тем больше, чем выше (древнее) терраса. У III и IV террас местами существенно срезаны даже русловые отложения. Относительно полные разрезы аллювия на них сохранились вблизи краев террас, под защитной покровкой склоновых отложений; нередко делювиальные покровные суглинки и супеси залегают непосредственно на русловых песках и галечниках, производя ложное впечатление отложений пойменной фации. Со случаями такого искусного замещения нам приходилось сталкиваться неоднократно.

Сравнения мощности пойменной фации на цокольных островах 25—32-метровой террасы и на современной пойме показали, что в одних и тех же сечениях долины Ангары на первых мощность пойменной фации, как правило, почти в 1,5—2 раза больше таковой на современной пойме (6—7 м на цокольных островах, например на Среднем Каменном, против 3—4 м на пойме). Несмотря на ограниченное число наблюдений (всего в двух сечениях долины), полученные результаты позволяют высказать предположение о более значительных, чем в современную эпоху, годовых колебаниях речного стока во время формирования аллювиальной свиты IV террасы.

В аллювиальных свитах I—IV террас изредка наблюдаются темные гумусированные слюдистые илы с обрывками сгнивших растений и раковинами легочных моллюсков. По облику и положению в разрезе илы эти можно принять за отложения стариц. Вообще же для ангарского аллювия старичные фации мало характерны, что обусловлено спецификой динамики русла и морфологии самой долины. Между прочим, и на современной пойме старицы и их заросшие части встречаются довольно редко.

Степень вторичных изменений состава аллювиальных отложений низких террас незначительна. В этом отношении они почти не отличаются от аллювия поймы.

В верхней части разреза аллювия местами хорошо выражены эпигенетические грунтовые «жилы», которые то одиночно, то группами проникают внутрь аллювия из лежащих выше покровных суглинков, образуя в последнем случае систему клиньев, отстоящих один от другого на 5—8 м. Глубина клиньев достигает 3—4 м. Кверху они расширяются и в покровном горизонте утрачивают выразительность. Состоят они обычно из неслоистого комковатого суглика, аналогичного суглинка покровного горизонта. В гравийном карьере у с. Буреть, заложенном на аллювии 16—20-метровой террасы, Э. И. Равский наблюдал клинообразную форму, сингенетичную толще аллювия и возникшую, по представлениям этого исследователя, в результате заполнения песчано-галечным материалом полости вытянувшейся ледяной жилы (Равский, 1960). При посещении этого карьера в 1956/57 и 1960 гг. нам не удалось наблюдать подобных форм. Та, которую видел Э. И. Равский, была, видимо, полностью срезана при экскавации. Это наводит на мысль о том, что виденная им клинообразная форма, возможно, и не связана с ледяной жилой. Ни в этом карьере, ни в ряде других мы не встречали в разрезе руслового аллювия сингенетичных клинообразных псевдоморфоз. И вообще обстановка в руслах таких крупных рек, как Ангара, даже в ледниковые эпохи вряд ли была благоприятной для образования ледяных жил.

Эпигенетические грунтовые жилы не отмечены лишь в аллювии I надпойменной террасы. В приповерхностной части пойменного яруса здесь наблюдаются ячеистые текстуры «кипения», возникшие под влиянием сезонного промерзания и протаивания и отдаленно напоминающие текстуры солифлюкционного течения, за каковые их иногда принимают. Аналогичные «морозные» смятия местами видны и в разрезах поймы и, следовательно, формируются в условиях современного климата, без участия в этом процессе вечной мерзлоты.

В аллювии всех четырех террас нами и другими исследователями найдены остатки позвоночных верхнепалеолитического комплекса фауны, приуроченные главным образом к русловой фации. Среди этих остатков представлены фрагменты и целые кости мамонта, шерстистого носорога, северного и благородного оленя, лося, бизона, лошади (преимущественно мелкой расы), медведя, россомахи, лемминга, т. е. форм, образующих в совокупности комплекс фауны, заселявшей перигляциальные районы Приангарья во второй половине нижнего плейстоцена и в верхнем плейстоцене. Часть этих остатков несет следы сильной окатанности и несомненно попала в захоронение после более или менее продолжительной транспортировки в русловом потоке. Следует подчеркнуть, что большинство находок костей млекопитающих приурочено к аллювию 16—20- и 12—15-метровых террас; в I надпойменной террасе они единичны и констатированы пока в русловом галечнике окрестностей Иркутска (кости носорога и мамонта). В пойменном аллювии этой террасы в устье Белой содержатся культурные горизонты мезолита и остатки лесной фауны голоценового облика. Исходя из этих фактов, следует признать, что аккумуляция аллювиальной свиты 6—8-метровой террасы происходила между

плейстоценом и голоценом. Более подробно этот вопрос рассмотрен в главе, посвященной геологии палеолитических стоянок.

Аккумуляция современной низкой и высокой поймы целиком вписывается в голоцен. Благодаря спрямленному руслу р. Ангары пойма в целом не пользуется столь широким развитием, как в долинах некоторых боковых притоков — Иркутта, Куды, Иды, Осы, Унги, Уды и др. Она окаймляет неширокими полосами русло или образует в его пределах острова-осередки; некоторые из них имеют более древнее островное ядро из остатков надпойменных террас. На участках размыва руслом непрочных песчано-глинистых пород коренной постели из отложений верхнего кембрия (верхоленская свита) или ордовика (ийская, мамырская, братская свиты) пойма местами расширяется до 1 км и более и имеет на поверхности крупные участки стариц.

В заключение обзора аллювиальных отложений необходимо коснуться случаев резкого локального увеличения их мощности. Среди них привлекают особое внимание глубокие эрозионные котлы на порожистом участке долины Ангары ниже Братска, уже достаточно полно освещенные в некоторых новых работах (Воскресенский, 1962; Растворова и Сахарова, 1959; Болотина и др., 1961).

По данным геологов Ангарской экспедиции Гидрографического проектного института (ГИДЭП), в самом начале Осиновского расширения, на выходе русла из узкого трапового «коридора» Падунского сужения, песчано-галечные отложения с прослоями супесей достигают мощности 70—80 м и выполняют котлообразное углубление в породах ордовика. Этот котел имеет ширину около 1 км и своим юго-восточным окончанием уходит под аллювий правобережных надпойменных террас высотой до 30—35 и 40—45 м, образуя скрытый ров длиной около 4 км, вытянутый поперек русла (рис. 39). Для правобережных террас песчано-галечные отложения котла являются цоколем. Суммарная мощность рыхлой толщи здесь превышает 120 м. По наблюдениям В. А. Растворовой и Е. И. Сахаровой (1959), только верхние 18—20 м ее могут быть отнесены к аллювию террас и перекрывающим его делювиальным отложениям; остальная часть разреза представлена переслаиванием более древних галечников и песков. Вниз по течению переуглубление быстро выклинивается

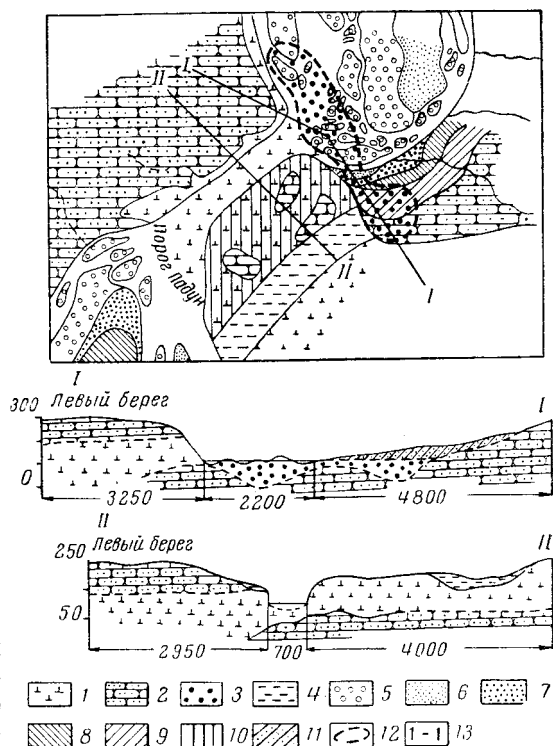


Рис. 39. Эрозионный «котел» у Падунского сужения р. Ангары (по И. М. Болотиной, В. А. Растворовой и Е. И. Сахаровой, 1961, с некоторыми изменениями).

1 — траппы; 2 — песчаники; 3 — аллювий эрозионного «котла»; 4 — аллювий и делювиальные отложения правого протока. Т е р р а с ы: 5 — пойма; 6 — высотой 7—10 м; 7 — высотой 15—20 м; 8 — высотой 30 м; 9 — высотой 40—45 м; 10 — высотой 90—100 м; 11 — аллювиальные отложения террас высотой от 7—10 до 40—45 м (на профиле I—I); 12 — границы эрозионного «котла»; 13 — геологические профили

и мощность аллювия на пойме и террасах становится нормальной — в среднем 10—15 м.

Близкая картина наблюдается и непосредственно ниже Пьяновского порога, т. е. в самом начале Падунского расширения. Здесь мощность аллювия достигает 42 м.

По-видимому, аналогичные переуглубления свойственны многим расширениям долины при выходе ее из каньонобразных участков трапсовых массивов.

Форма и размеры Осиновского переуглубления, его вытянутость поперек ложа долины и приуроченность к участку, где резко изменяется прочность коренных пород (контакт трапфов с песчаниками мамырской свиты), свидетельствуют о том, что оно было полым и лишь позже заполнено аллювием. Тупой контур Осиновского расширения и ориентировка эрозионного котла в значительной мере обусловлены небольшим разломом северо-западного простирания, который закартирован здесь Г. А. Кузнецовым в 1957 г.

Проведенное Т. Д. Боярской (1961) палинологическое изучение аллювия, заполняющего котел Осиновского расширения, показало, что нижняя половина его разреза (на глубине 40—80 м ниже русла) содержит богатый спорово-пыльцевой спектр, для которого характерно высокое содержание пыльцы ели (до 40%) и пихты (до 14%), присутствие единичной пыльцы экзотических хвойных, а также липы и вяза. Довольно разнообразен состав пыльцы травянистых растений и спор. Подобный пыльцевой спектр свойствен темнохвойной тайге и, следовательно, указывает, что нижние горизонты аллювия накапливались в древнем углублении при относительно мягких климатических условиях. Наличие пыльцы экзотических хвойных позволяет говорить не только об относительно теплолюбивом характере растительной ассоциации того времени, но и, что важно, о значительной древности ее, поскольку эти формы являются обычной примесью пыльцевых спектров эоплейстоценовых (позднеплиоценовых и раннеплейстоценовых) отложений Средней Сибири. В Прибайкалье экзотические хвойные констатированы в манзурском и ангинском аллювии и выше этих слоев не встречаются.

Выработка котла началась в то время, когда русло Ангары достигло кровли Падунского силла. Это произошло в период формирования 90—100-метровой террасы, поверхность которой на правобережье Падунского сужения в общем совпадает с кровлей силла. На этом уровне вдоль вертикального тектонического контакта трапфов и ордовикских пород начался интенсивный размыв, вскоре приведший к возникновению эрозионно-структурного уступа. Позднее в русле мог возникнуть более существенный перепад высот за счет того, что вскрытые руслом трапфы препятствовали распространению свежего эрозионного вреза. Все это и создало необходимые предпосылки для интенсивного размыва коренного ложа вихревыми движениями воды и формирования рва непосредственно за краем силла.

Процесс выработки котла начался на уровне 90—100-метровой террасы, во время ее формирования, т. е. в среднем эоплейстоцене. Этой террасе примерно соответствует VII (70—80 м) терраса верхнего отрезка долины. Позже, но также в эоплейстоцене, по мере пропиливания трапфов и выравнивания профиля перевес получили процессы аккумуляции. Этой стадии соответствуют низы линзы аллювия, заполнившего котел. Верхняя часть аллювия, мощностью 40—50 м, накопилась, возможно, после некоторого перерыва и частичного размыва нижней толщи, поскольку их пыльцевые комплексы, по данным Т. Д. Боярской (1961), существенно различны и не связаны между собой постепенным переходом, чего следовало бы ожидать при непрерывном накоплении. Окончание аккумуляции следует отнести к моменту отмирания правого протока, днище которого расположено на

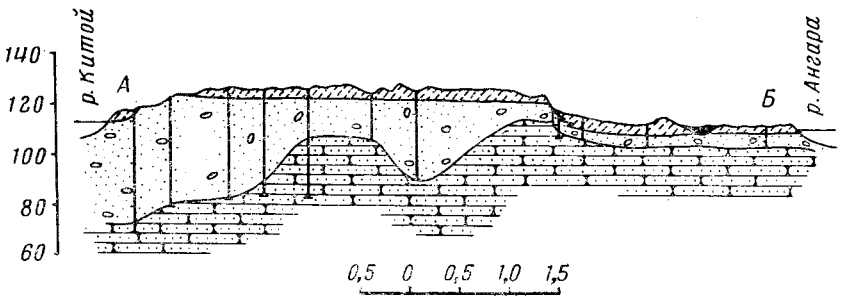
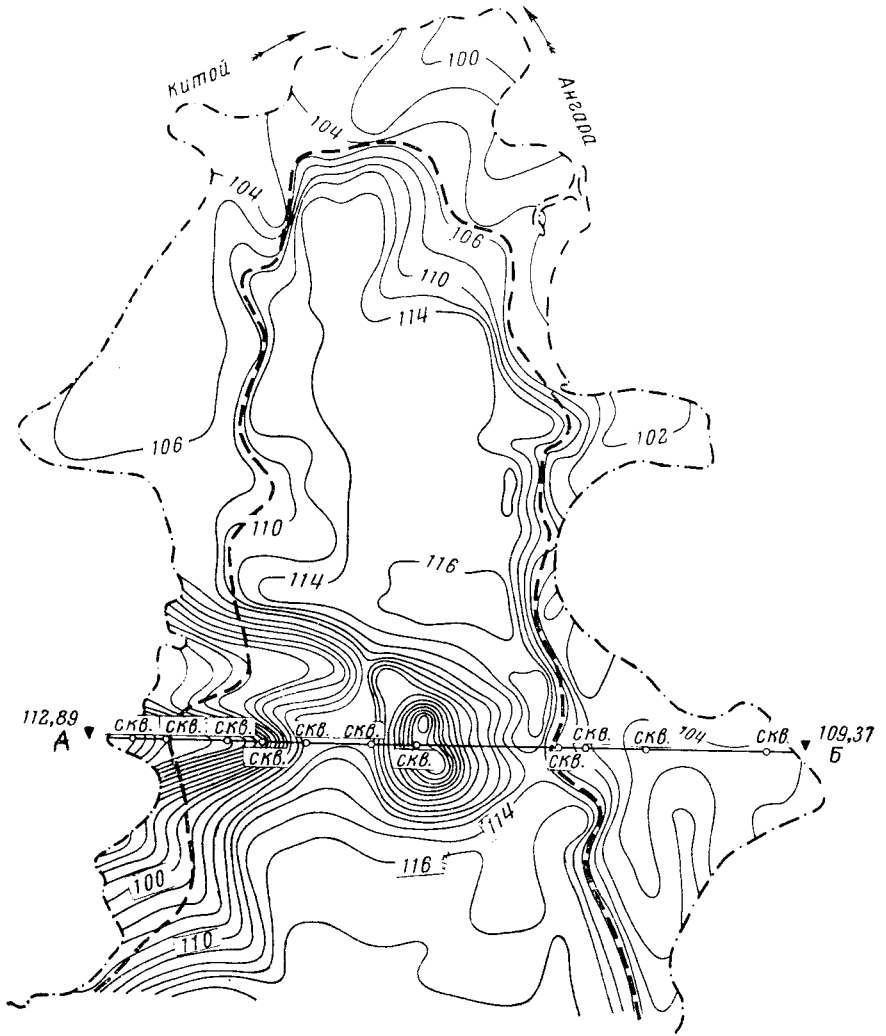
высоте около 50—60 м над руслом и прикрыто сверху, почти вровень с поверхностью террасы, толщиной, мощностью 40—50 м, делювиальных суглинков, супесей и песков с дрсевой и щебенкой местных коренных пород. Основанием для такого предположения служит приуроченность к нижнему концу погребенного протока углубленной части котла, скрытой здесь под аллювиальными отложениями террас высотой до 40—45 м. С прекращением стока через правый проток резко усилилась эрозия в левом протоке, т. е. в собственно Падунском сужении, что привело к дальнейшему выравниванию продольного профиля русла и окончательному заполнению эрозионного котла.

Значительные отклонения мощности аллювия от нормальной, обусловленные чисто экзогенными факторами — литологией субстрата и динамическим режимом потока, представляют, видимо, не такое уж редкое явление, но обнаружить их удастся лишь при детальных инженерно-геологических исследованиях. Часть этих «аномалий» вызвана неровностями коренного ложа, возникшими вследствие неодинаковой сопротивляемости пород размыву. Примером таковых, в крайнем их выражении, являются рассмотренные выше эрозионные котлы района Братских порогов. На участках, сложенных карбонатными и сульфатными породами кембрия и ордовика, встречаются переуглубления карстового генезиса. Наконец, существенные раздувы аллювиальных свит наблюдаются близ устьев крупных боковых притоков, в более или менее однородных по составу свитах коренных пород. Например, при слиянии Китоя и Ангары, по данным исследователей ГИДЭП, рельеф цоколя из юрских песчаников под аллювием 20-метровой террасы представляет собой ровное плато, очерченное уступом 4—6-метровой поймы (рис. 40). Его поверхность расположена на 6—12 м выше уреза Китоя и Ангары и покрыта толщей аллювиальных галечников и песков обычной для этой террасы мощности, 8—12 м.

Ровный фон плато на южной окраине участка осложнен двумя резкими углублениями, из которых одно замкнуто и имеет в поперечнике более 1 км, другое открыто на восток, к руслу Китоя. В пределах этих котлов мощность песчано-галечных отложений достигает 40—50 м, днище опущено ниже цокольного плато террасы на 25—30 м. Их образование вызвано, по-видимому, мощными водоворотами, возникшими при слиянии двух крупных рек во время формирования 16—20-метровой террасы. Не исключено, что Китой в ту эпоху имел гораздо большую водообильность за счет таяния восточносаянских ледников в межледниковье, на палинологические признаки которого для низов аллювия террасы указывают М. П. Гричук (1959) и С. С. Воскресенский (1959, 1962). Хотя эрозионное происхождение неровностей коренной постели аллювия в районе слияния Китоя и Ангары не вызывает сомнений, нельзя в то же время не заметить, что этот участок расположен на продолжении субширотной зоны молодого опускания, именуемой Картагонским болотом, с мощностью четвертичных аллювиально-озерных отложений до 60 м. Это позволяет считать, что район устья Китоя особенно сильно отстает от общего поднятия плоскогорья, и в связи с этим мощность аллювия вообще может быть несколько повышенной.

Озерные отложения

Озерные фации среди четвертичных отложений Приангарья по пространенности в целом резко уступают флювиальным, но в районах проявления дифференцированных движений становятся едва ли не господствующими. Это относится прежде всего к так называемым озеровидным расширениям долин Ангары и Оки выше Братских порогов и Илима в районе Нижне-Илимска. Морфология расширений и наполняющие их



- | | | | | | | | | | |
|--|---|--|---|--|---|--|---|--|----|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 |
| | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 |

рыхлые материалы сейчас изучены еще очень слабо, поэтому даже единичные факты представляют значительный интерес.

При бурении в Шамановском расширении долины р. Оки у Артумейского леспромхоза (1957—1958 гг.) была вскрыта толща песков и супесей мощностью 72,8 м, залегающая на цоколе из ордовикских красновато-коричневых песчаников и аргиллитов.

В ее разрезе представлены (сверху):

	Мощность, м
1 Пески мелкозернистые и супеси, желтые и светло-серые	49,0
2. Торф плотный, бурый, песчанистый, листоватый, с обломками раковин <i>Gyraulus</i> sp.	0,8
3. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, прослоями глинистый.	20,4
4. Галечник серый, средне- и крупнообломочный	2,6
5. Красновато-коричневые песчаники и аргиллиты ордовика. Видимая мощность	35,0

Коренная постель этих отложений расположена на высоте около 10—15 м над руслом р. Оки. В других пунктах мощность толщи, как правило, меньше. Она залегаєт то непосредственно на ордовикских отложениях, то отделена от них слоем речного галечника мощностью 0,5—3,0 м.

Анализ имеющегося материала по Шамановскому расширению, одному из самых крупных в бассейне Ангары (15 × 35 км), показывает, что под толщей песков погребен расчлененный рельеф, вследствие чего мощность их сильно варьирует. Она максимальна над самой низкой погребенной террасой, с цоколем высотой около 10—15 м над руслом Оки, и к периферии расширения, с переходом на более высокие террасы, сокращается до первого десятка метров.

Пески и супеси имеют озерное либо озерно-речное происхождение. В этом убеждают четкая горизонтальнослоистая текстура (рис. 41), наличие прослоев торфяника с большим количеством пыльцы гидрофитов семейств *Thyphaceae* и *Hydrocharitaceae*, однообразии гранулометрического состава, значительная мощность (десятки метров). В песках и супесях примерно поровну кварца и полевых шпатов, довольно высоко (до 2—3%) содержание биотита, хлорита и мусковита. В тяжелой фракции резко преобладают амфиболы и эпидот, составляющие в сумме до 70% веса; подчиненное значение имеют рудные минералы (10—15%); в малых и ничтожных количествах встречаются пироксен, гранат, серпентин, турмалин, рутил, циркон, апатит.

На песках Шамановского расширения местами развит бугристо-западинный рельеф, обнаруживающий отчетливую северо-западную широтную ориентировку. Он особенно резко выражен вблизи русел Оки и Ии, а в отдалении становится более расплывчатым. Рельеф этот возник в результате развевания песков и в настоящее время полностью закреплен растительностью. Наряду с золотым бугристо-западинным рельефом на отдельных участках распространен неориентированный бугристо-западинный рельеф, связанный скорее с явлениями деградации мерзлоты. Не вдаваясь в подробное обсуждение этого вопроса, отметим, что озерные пески Шамановского расширения несомненно подверглись существенной ветровой переработке. Нам не известно начало этого процесса, который был, по всем признакам, достаточно интенсивным, но мы наверняка знаем, что процессы развевания имели место до накопления

Рис. 40. Рельеф коренной постели аллювия 16—20-метровой террасы на стрелке Ангары и Китоя (по Г. Б. Пальшину).

1 — юрские песчаники; 2 — песчано-галечные отложения; 3 — пойменные илы и супеси; 4 — старичные торфянистые илы; 5 — изогипсы коренной постели; 6 — уступ 16—20-метровой террасы; 7 — урез реки; 8 — скважины; 9 — геологический профиль; 10 — отметка уреза реки

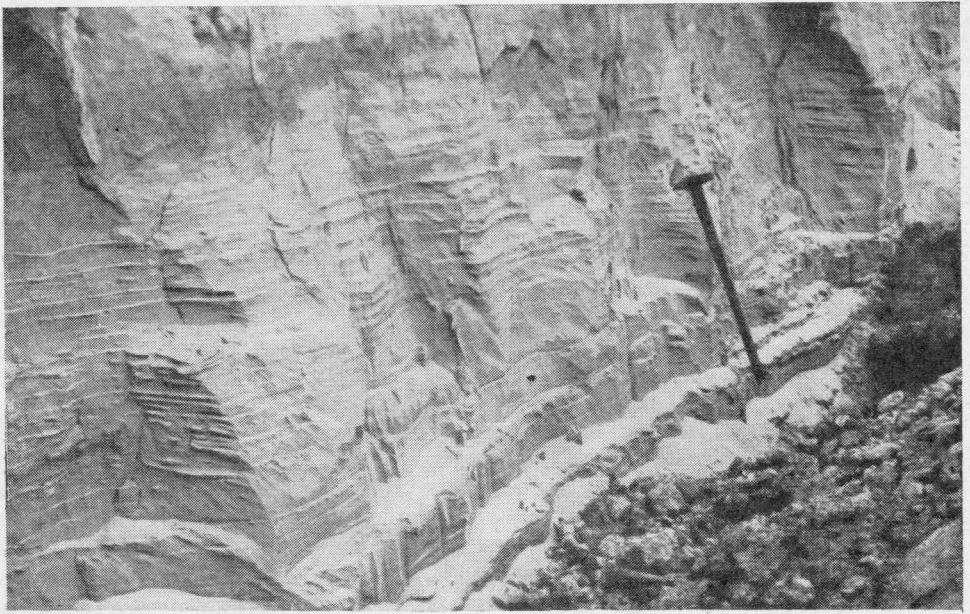


Рис. 41. Тонкослоистые озерные пески. Шамановское расширение

аллювия 6—8-метровой террасы, поскольку поверхность последней не затронута развеванием на сколько-нибудь значительной площади.

В пыльцевом комплексе из песчанистого торфяника с глубины 49—50 м преобладает пыльца ели (35%), сибирского кедра (25%), в меньшем количестве встречена пыльца пихты, сосны, березы, карликовой березы, ивы; широко представлена пыльца *Artemisia*, семейств *Thyphaceae*, *Hydrocharitaceae*, *Erycaceae*, *Compositae*, *Gramineae*, *Leguminosae*, *Urticaceae* и споры *Leiotriletes*, *Polytrichum*, *Selaginella sibirica* и сем. *Polypodiaceae*.

Судя по составу комплекса, во время накопления торфяника развивалась темнохвойная тайга, для которой требовались более мягкие, чем ныне, климатические условия.

Пески Шамановского расширения, по-видимому, синхронны озерным пескам соседнего Усть-Окинского расширения, где они, как отмечалось, залегают на аллювиальном горизонте 40—45- и 70—80-метровой террас со следами сильных эпигенетических криотурбаций. Следовательно, накопление песков началось после господства перигляциальных условий, и на этом основании, а также по характеру пыльцевого спектра они могут быть отнесены к отложениям межледникового века.

Гораздо сложнее обстоит дело с выяснением причин, вызвавших накопление столь мощной (для условий внутреннего поля платформы) толщи, а также соотношений ее с речными террасами. На этот счет пока возможны лишь предположительные суждения.

По всем признакам, расширенные участки долин были выработаны еще до накопления озерной толщи. Они представляли широкие аллювиальные равнины, образованные комплексом речных террас. Их формирование есть результат усиленного бокового размыва сравнительно непрочных ордовикских пород перед местными базисами эрозии, роль которых выполняли траптовые залежи, ограничивающие озеровидные расширения снизу по течению. Как известно, четковидное строение вообще характерно для долины, пролегающих в траптовой области Средне-Сибирского плоскогорья. Именно перед выходами траптов расположены наиболее крупные расширения, такие, как Усть-Окинское на стрелке Ангары

и Оки, Шамановское и Тагнуйское в долине Оки, Нижне-Илимское в долине Илима и др. Но если способ образования самих расширений как будто не вызывает особых сомнений, то связь с ними (во всяком случае, с Шамановским и Нижне-Илимским) мощных четвертичных озерных отложений остается в значительной мере загадочной. В самом деле, трудно себе представить, чтобы при врезе русла в более прочные породы эффект подпруживания, по существу своему пассивного, был столь значительным, что вверх по течению от места пересечения руслом прочных пород, в данном случае трапшов, мог длительно существовать обширный озерный бассейн. В то же время совершенно ясно, что накопление толщи мощностью 70—80 м возможно только в длительно существовавшем бассейне, причем на поздних стадиях он достигал, судя по площади распространения песков, значительных размеров. Такую большую емкость могли создать только тектонические движения. Какими-нибудь иными причинами экзогенного характера это объяснить невозможно. Между прочим, в пределах Тунгусской трапшовой области можно видеть много примеров четковидного строения долин, но нигде в расширениях перед трапшовыми массивами мы не знаем ни достаточно крупных по площади, ни достаточно глубоких озер (Воскресенский, 1962). Продольный профиль рек здесь изломан; в соответствии с его изломанностью распределяются и мощности аллювиальных отложений. На крутых отрезках русла при пересечении трапшовых тел образуются пороги, шиверы и перекаты; условия для аккумуляции здесь неблагоприятны, и часто коренное ложе реки совершенно не прикрыто наносами. Напротив, вверх по течению от трапшовых залежей создаются оптимальные условия для накопления аллювия, причем в связи с расширением поймы здесь могут время от времени возникнуть и неглубокие озера, но их осадки составляют в целом незначительную примесь ко всей массе речной аккумуляции. Мощность аллювиальных свит в расширениях хотя и значительна, но не более той нормы, которая определяется, по Е. В. Шанцеру (1961), разницей отметок дна русла и уровня полых вод. Насколько можно судить по разрезам низких террас, нормальная мощность окинского аллювия в Шамановском расширении не превышает 15—20 м.

Следовательно, 72-метровая толща песков и супесей смогла накопиться только при участии новейших движений. Мы полагаем, что основную роль при этом сыграло быстрое поднятие трапшовой массива Андрюшкина хребта, приведшее к подпруживанию р. Оки и заполнению возникшей емкости песчаными наносами, которые покрыли выработанные ранее террасы. Это событие произошло, по-видимому, во время (или сразу после) формирования местной 15—20-метровой террасы, аллювий которой вверх по разрезу непосредственно переходит в озерные отложения.

Видимо, сходным образом возникла и песчаная толща Усть-Окинское расширения. Здесь пески на 40—45-метровой террасе достигают мощности 10 м и представляют собой остатки более мощного и более сомкнутого в прошлом покрова, который сформировался под влиянием поднятия района Братских порогов.

Из разряда озеровидных расширений с мощным рыхлым наполнением следует упомянуть еще Нижне-Илимское расширение в долине Илима, где мощность горизонтальнослоистых песков достигает, по наблюдениям Ю. Б. Трждинского (личное сообщение), более 30 м. Геолого-геоморфологические условия здесь в общем одинаковы с условиями рассмотренных ранее расширений, в совокупности с которыми они образуют некоторую линейную зону вдоль края Тунгусской синеклизы.

Таким образом, среди огромного числа озеровидных расширений бассейна среднего течения р. Ангары имеются не только обусловленные резкими колебаниями прочности размываемых пород, но и испытавшие прямое или косвенное влияние совсем недавних, собственно четвертичных

движений. Любопытно при этом, что во всех трех упомянутых выше случаях относительно поднятыми блоками являются те, которые насыщены траппами. Внешне эта связь проступает достаточно явственно, хотя сущность ее еще не совсем понятна.

В общей структуре южной части Сибирской платформы все три расширения приурочены к восточному краю наиболее насыщенной траппами области, совпадающей с Катангским остаточным валом (Оффман, 1956), который ограничивает Тунгусскую синеклизу с востока. К этой же полосе тяготеют Тубинская и Литвинцевская антиклинали, в промежутке между которыми расположена большая часть Нижне-Илимского расширения.

Оба Окинских расширения пространственно совпадают с крупной Окино-Вихоревской флексурой, которая следует от устья Ковы в долину р. Вихоревой и далее на юг вдоль долины Оки до г. Зимы. На меридиональном отрезке долины Ангары между Братском и Седаново ордовикские и силурийские отложения образуют вдоль нее ряд мелких складчатых структур, осложненных небольшими по амплитуде разломами, по-видимому, сбросами. По мнению С. М. Замаараева, Г. А. Кузнецова и В. А. Цобина (1962), Окино-Вихоревская флексура является отражением в осадочном чехле платформы крупного разлома фундамента, движения по которому имели место в основном в палеозое и раннем мезозое, но не прекращались, по-видимому, и в кайнозое. Тяготение к флексуре Шамановского и Усть-Окинского расширений делает предположение о продолжающемся развитии этой структуры вполне обоснованным.

С другой стороны, не менее ясна приуроченность Окинских расширений, а также Нижне-Илимского к восточному ограничению Тунгусской впадины, которое является одновременно восточной границей интенсивных проявлений траппового магматизма и, вероятно, краем юрского Ангаро-Вилюйского прогиба. Т. Н. Спизарским (1960) в этой структурной полосе намечена трасса Ангаро-Вилюйской зоны внутриплатформенных разрывов, аналогичных разрывам в полосе Окино-Вихоревской флексуры.

Как видно из изложенного, озеровидные расширения с достаточно мощными четвертичными отложениями занимают вполне определенное место в общей структуре Сибирской платформы и в этом отношении не являются случайными. Они приурочены к региональной структуре древне-го заложения, в частности, к зоне ограничения Тунгусской синеклизы. В то же время расширения не обнаруживают сколько-нибудь четкой зависимости от расположения синклиналей нижнего палеозоя. Последнее обстоятельство как будто тоже указывает, что накопление озерных осадков в расширениях обусловлено локальными или более обширными поднятиями. Движения эти были быстрыми, импульсивными. Если бы их темп был замедленным и русло реки успевало сохранять продольный профиль в состоянии равновесия путем проплавивания поднятия, а также настипания аллювия и перемещения русла на более высокие гипсометрические уровни в пределах расширения, то в составе рыхлого наполнения последних преобладали бы аллювиальные фации. Но такой именно схеме формирования мощного констративного манзурского аллювия перед воздымавшимся Верхнеденским поднятием. Поскольку в расширениях явно господствуют озерные осадки, то, очевидно, новейшие движения искажали продольный профиль настолько быстро, что работа реки была не в состоянии его выровнять, и перед поднятыми участками возникали временные плотинные озера.

Выше мы указали только на обусловленность накопления поднятиями, однако локализация песков в озеровидных расширениях позволяет допустить, что эти последние отмечают участки опускания — овалы оседания земной коры, сопряженные с региональным линейным поднятием северо-восточного простирания, называемым одними Падунским воздыманием (Соко-

лов, 1957), другими — Ангаро-Илимской возвышенностью (Растворова и Сахарова, 1959), третьими — Средне-Ангарским кряжем (Воскресенский, 1962). Упомянутые исследователи выделяли это поднятие главным образом на основании более высокого гипсометрического положения здесь вершинной поверхности плоскогорья. В. А. Растворова и Е. И. Сахарова справедливо заметили по этому поводу, что значительные высоты водораздельных пространств в полосе Ангаро-Илимской возвышенности можно объяснить бронирующим влиянием пластовых интрузий трапнов, с зоной сгущения которых эта возвышенность совпадает. Но наблюдения над террасами между Заярском и Седаново показали, что на меридиональном отрезке долины Ангары от Братска до Седаново в пределах возвышенности они имеют как будто бы большую высоту, нежели на широтном отрезке от Братска до Заярска. Отсюда следовал вывод о более интенсивном валообразном поднятии Ангаро-Илимской возвышенности на фоне общего поднятия Средне-Сибирского плоскогорья.

В принципе этот вывод безусловно правилен, но несколько упрощенно отражает действительную обстановку. В свете данных об озеровидных расширениях, их расположении в плане, мощности и фациальном типе выполняющих отложений кажется более правильным предполагать не плавное валообразное поднятие, а поднятие, резко отделяющееся от соседней к востоку части плоскогорья. Подобный характер морфоструктуры указывает на связь ее с движениями крупных блоков фундамента и находит более логичное объяснение во всей предшествовавшей истории развития структуры этой части Сибирской платформы. Вдоль края этого поднятия локально могли проявляться движения противоположного знака, на что указывают описанные выше озеровидные расширения. Следовательно, на крупные региональные структуры здесь накладываются мелкие, что свидетельствует о довольно дробной дифференциации новейших движений.

Другим районом широкого распространения озерных и озерно-аллювиальных отложений является приангарская часть междуречья Китоя и Белой. Здесь на них впервые обратил внимание С. С. Воскресенский (1957), указавший, в частности, на их приуроченность к низким междуречным плато на абсолютной высоте 480—500 м. Такое плато окаймляет всю периферию сложенного юрой междуречного массива Китоя, Ангары и Белой и вблизи русел этих рек сливается с террасами 40—50-метрового урвня.

На правобережье Белой, в районе сел Хайта и Мишелевка, эти отложения достигают мощности 30—40 м и представлены довольно монотонным переслаиванием серых, зеленовато-серых и коричневых песчанистых глин, суглинков, супесей, песков и, реже, мелких галечников. В одной скважине из прослоя глины на глубине 10 м Ж. В. Поповой обнаружена фаланга грызуна *Mus* sp. высокой степени фоссилизации. В отдельных прослоях наблюдается интенсивная крашенность лимонитовой «дробью». За счет частичной цементации гидрооксидами железа и карбонатами суглинки и супеси в отдельных прослоях отличаются повышенной плотностью и даже каменистостью.

По-видимому, эта же толща обнажена в новом карьере Усольского кирпичного завода. На дне карьера выходит ржавый мелкозернистый полимиктовый песок видимой мощностью 0,5 м. Над ним залегает 12-метровая толща супесей и суглинков, обладающая грубой горизонтальной макрослоистостью, хорошо выдержанной по всему 1,5—2-километровому периметру карьера; слоистость обусловлена чередованием светлых и темных полос толщиной 0,5—1 м. Внутри некоторых макрослоев заметны более тонкая слоистость, обычно невыдержанная, мелкий углистый крап, редкие обломки гастропод и посылкой вытянутые лепешкообразные известковые стяжения длиной до 20 см. Поверх супесей и суглинков,

завершая разрез, залегают косослоистые, несомненно флювиальные пески серого цвета, мощностью 1—3 м. Контакт песков с лежащей ниже толщей местами отмечен мелкими клиньями.

Водный генезис рассмотренных отложений несомненен, что в совокупности с их широким распространением и значительной мощностью (до 30—40 м) указывает на относительное опускание всей периферической полосы Китоиско-Ангарско-Бельского междуречья. Расположение верхних горизонтов на высоте 50—80 м над урезами главных рек позволяет считать временем их накопления эоплейстоцен.

О масштабах распространения озерных и озерно-речных отложений в других районах Присаинья сейчас судить еще трудно, но общая геоморфологическая ситуация как будто показывает, что они здесь могут быть обычным компонентом четвертичного покрова. В то же время, положения С. С. Воскресенского (1957, 1962) о распространении аналогичных по возрасту и генезису отложений в Прибайкалье нуждаются в уточнении, поскольку здесь среди водных осадков явно господствуют аллювиальные.

В заключение нужно еще раз подчеркнуть связь озерных отложений Верхнего Приангарья с локальными участками относительного прогиба платформы, которые приурочены к ранее сложившимся структурным зонам — краю Тунгусской синеклизы и внутренней части юрского предгорного прогиба, испытывающим частичное «оживление» в четвертичное время. Во всяком случае, озерные фации в четвертичном покрове Иркутского амфитеатра играют более существенную роль, чем это считалось до сих пор.

Субаэральные отложения

Отложения этой группы представлены по преимуществу суглинками и супесями, которые в виде крупных полей и пятен покрывают склоны речных долин, выстилают сухие пади и выходят даже на водораздельные пространства. Среди них особая роль как по занимаемой площади, так и по мощности принадлежит генетическим типам склонового ряда, образующим вместе с аллювиальными отложениями террас основную ткань четвертичного покрова. Эоловые накопления, которым еще до сих пор некоторые геологи приписывают особое значение, в действительности играют второстепенную роль и встречаются только там, где распространены песчаные отложения речного и озерного генезиса, явившиеся объектом локальной эоловой переработки, и образуют с ними своеобразный парагенезис. Значительная часть склоновых отложений представлена лёссовидными разностями — собственно лёссами и лёссовидными суглинками и супесями, происхождение и возраст которых являются предметом давнишней дискуссии (Черский, 1887; В. А. Обручев, 1911; Божинский, 1939; Москвитин, 1940; Арембовский, 1951; Солоненко, 1953; Соколов, 1957; Молодых, 1958; Равский, 1960).

Начинаясь вблизи от бровки склона долины, суглинки и супеси распластываются в виде шлейфа до уровня 12—15-метровой террасы. В изменении их мощности обнаруживается тесная зависимость от рельефа погребенного основания, при этом максимальных значений—20—25 м они достигают над тальвегами ископаемых оврагов, над тыловыми швами речных и структурных террас, в днищах распадков и балок, над формами карстового генезиса и другими перегибами поверхности коренной постели.

Главная масса покровных суглинистых и супесчаных отложений имеет делювиальное и солифлюкционное происхождение. Что касается лёссовидных грунтов, то они представляют собой вторичные образования, возникшие за счет облессования отложений различного генезиса — делювиальных, речных, озерных и элювиальных. В этом отношении мы

разделяем взгляды В. В. Домбровского (1934), Я. Я. Яржемского (1934), В. Д. Ломтадзе (1938), М. И. Молодых (1958), Э. И. Равского (1960), С. С. Воскресенского (1962) и других. Небезынтересно отметить, что А. И. Москвитин, высказавшийся довольно категорически в 1940 г. за эоловую природу прииркутских покровных суглинков и супесей, позже, в 1949—1950 гг., основываясь на материале собственных исследований в районе Иркутской ГЭС, убедительно аргументировал их делювиальное, в широком смысле, происхождение.

Вывод о делювиальном и солифлюкционном происхождении этих покровных суглинков находится в соответствии как с составом, так и с внутренней текстурой отложений. В обнажениях они то однородны, то слоисты, причем слоистость чаще всего неясная, расплывчатая и обусловлена изменением цвета или колебаниями содержания песчаной примеси. По мере продвижения вверх по склону, к головной части покровного чехла, суглинки и супеси обогащаются дресвой и крупными обломками местных коренных пород. Иногда эти обломки образуют тонкие линзовидные прослойки по периферии делювиального шлейфа. Здесь они, как правило, слегка оглажены и являются не чем иным, как выносами материала ливневыми водами со склонов на днища речных долин.

Связь покровных отложений с местными источниками сноса проявляется и в их окраске. На юрских континентальных отложениях и доломитах нижнего кембрия они имеют серый и серовато-бурый цвет, на красных цветах верхнего кембрия и ордовика — красновато-бурый. Обусловленность цвета суглинков и супесей цветом коренных пород характерна лишь для накоплений верхнего и второй половины нижнего плейстоцена. Более древние субаэральные отложения занимают в этом отношении особое положение. Например, делювиальные суглинки и супеси раннего эоплейстоцена имеют красную или красно-бурую окраску и тогда, когда материнскими для них являются сероцветные коренные породы. В последнем случае цвет отложений, наряду с другими признаками, приобретает значение показателя древности и иных палеоклиматических условий, нежели условия среднего и верхнего плейстоцена.

Это обстоятельство было давно подмечено Н. И. Соколовым (1937) и использовано им (Соколов, 1957) для расчленения покровных отложений на четыре возрастных горизонта, каждый из которых занимает в его схеме определенное положение на террасах долины р. Ангары и отделен от соседних по разрезу горизонтов, подстилающего и кроющего, прослоями ископаемой почвы. На самых высоких террасах, начиная с IX (70—80 м), встречаются все четыре горизонта; второй снизу горизонт не спускается ниже VIII террасы (50—60 м); два других горизонта совместно развиты на VII (32—36 м), VI (24—26 м) и V (18—20 м) террасах; на IV террасе (12 м) присутствует только один, самый верхний горизонт лёссовидного суглинка. По Н. И. Соколову (1957), нижний горизонт представлен плотными коричнево-бурыми тяжелыми суглинками (гюнц-миндель), второй — плотными красновато-бурыми суглинками (миндель-рисс), третий — менее плотными желтовато-бурыми суглинками (рисс и рисс-вюрм), четвертый — серовато-желтыми лёссовидными суглинками, местами переходящими в лёсс (вюрм).

Эта схема не получила признания ни у нас, ни у других исследователей, так как в ней довольно ясно выражено субъективное стремление во что бы то ни стало найти признаки четырехкратного оледенения юга Восточной Сибири. Именно из этого стремления, а не на основании точно наблюдаемых фактов вытекало мнение об эоловом генезисе суглинков и о якобы четком разделении их горизонтами погребенной почвы.

Не разделяя существа взглядов Н. И. Соколова на стратиграфию и генезис субаэральных отложений Приангарья, мы в принципе признаем возможность дробного деления последних. По нашим представлениям,



Рис. 42. Делювиальные и солифлюкционные суглинки и супеси в карьере у Шамотного завода (левый берег р. Белой). В нижней части стенки виден горизонт черноземной почвы, в средней (над горизонтом темно-серого суглинка) — горизонт солифлюксии

высоте около 40 м над руслом. Переслаивание делювиальных отложений с аллювиальными у тыловых краев террас высотой от 30—35 до 70—80 м наблюдал Э. И. Равский (1960) в низовьях Илима.

Главная масса покровных отложений Приангарья представлена суглинками и супесями третьего горизонта, имеющими в поле распространения юры и карбонатного нижнего кембрия палевый, серый и бурый цвета. Отложения этого горизонта, залегающие на склонах на разных гипсометрических уровнях, содержат многочисленные остатки верхнепалеолитической фауны, а также раковины наземных моллюсков, составляющих, по В. И. Даниловскому (1955), типичный «лессовый» комплекс. В этом же горизонте обнаружены культурные слои большинства стоянок верхнего палеолита и мезолита — Мальты, Бурети, Кайской горы, Красного Яра, Ленковки, Каменки, Верхоленской горы, Бадая и др. Некоторые исследователи (Арембовский, 1951; Соколов, 1957) разделяют данный горизонт на два самостоятельных, полагая, что между ними имеется развитая погребенная почва с остатками культуры солотрейской стадии развития, при этом горизонты суглинков рассматриваются как эоловые осадки ледниковых эпох, а горизонт почвы между ними — в качестве образования межледниковой («рисс-вюрмской») эпохи. Близкие к этим взгля-

здесь различимы три горизонта суглинков и супесей. Самый древний из них представлен суглинками и супесями рассмотренной выше красноцветной формации раннего эоплейстоцена. В первичном залегании они не спускаются по склонам ниже 80—90 м над руслом Ангары и литологически довольно хорошо отличаются от более молодых субаэральных отложений. Суглинки и супеси второго горизонта обладают менее броскими тонами окраски: они бурые, буровато-серые, реже красновато-бурые и трудно отделимы от более молодых отложений. В своем распространении на склонах долины второй горизонт обнаруживает связь с площадками террас не ниже 35—45 м. На террасах в этом горизонте, высотой 35—45 и 50—60 м, найдены остатки костей древних лошадей типа *Equus mosbachensis* и *E. chosaricus*, что указывает на накопление второго горизонта до того, как сформировался верхнепалеолитический комплекс фауны. На левобережье долины р. Лены, у Качуга, делювиальные суглинки вклиниваются в толщу ангинского аллювия, приклоненного к склону на

ды были высказаны А. И. Москвитиним относительно стратификации покровных отложений района строительства Иркутской ГЭС. Этот исследователь расчленил их на три горизонта, разделенные прослоями почвы. Исходя из представлений, что каждому ледниковому веку в перигляциальной зоне соответствует свой покров делювиально-солифлюкционных отложений, а межледниковью — погребенные почвы, он составил горизонты суглинков, начиная снизу, с московским, калининским и оштанковским оледенениями на Русской равнине, т. е. с концом мезоплейстоцена и неоплейстоценом предложенной им схемы (Москвитин, 1957б). Еще ранее двучленное строение покровных суглинков окрестностей Иркутска было показано В. В. Домбровским (1934), но горизонты погребенной почвы остались им незамеченными.

Вслед за названными исследователями мы допускаем возможность более дробного деления третьего горизонта, однако используемые для этой цели макроскопические признаки не выдерживаются на значительное расстояние. В частности, погребенные почвы, которые имеют значение маркирующих элементов разреза, удается наблюдать довольно редко и на коротком расстоянии. Прослой гумусного потемнения встречаются в количестве одного-двух, а иногда и более, на различных уровнях разреза, но в подавляющем большинстве случаев не образуют выдержанных горизонтов и, видимо, не всегда могут быть истолкованы как образования межледниковых эпох, поскольку для этого необходимы соответствующие палинологические обоснования. Нужно заметить, что с этой точки зрения покровные образования Верхнего Приангарья изучены крайне слабо, хотя в дальнейшем именно это направление исследований может дать представление о их внутренней стратификации и истории формирования.

Наряду с горизонтами гумусного потемнения, принадлежность которых к настоящим почвенным образованиям всегда в той или иной степени сомнительна, местами встречаются хорошо развитые ископаемые почвы. Такой именно горизонт можно наблюдать в карьере у Шамотного завода на левом берегу р. Белой (рис. 42). Разрез покровных образований, залегающих на аллювии 25—30-метровой террасы, близ ее тылового шва, выглядит следующим образом (сверху вниз; рис. 43):

	Мощность, м
1. Слой черноземной почвы.	0,3
2. Супесь светло-серая, неслоистая, лёссовидная, с орудиями бадайского типа .!	1,5
3. Слоистые супеси и суглинки серого и пепельного цвета, лёссовидные; слоистость неправильная, изорванная, запрокидывающаяся вниз по склону; слой является солифлюксем.	до 2,0
4. Супесь светло-серая, слабомакропористая, с обломками костей мамонта, носорога, северного оленя и раковин наземных моллюсков <i>Succinea</i> sp., <i>Vallonia tenuilabris</i> , <i>Vertigo</i> sp.	1,5
5. Погребенная черная почва; горизонт погружается на юг круче, чем наклонена современная поверхность; в кровле горизонта наблюдаются мелкие неровности, в подошве — пятна известкового вмывания	0,4—0,7
6. Супесь светло-серая, аналогичная слою 4, содержит кости животных верхнепалеолитического комплекса и мелкие раковины наземных моллюсков <i>Vertigo</i> sp., <i>Vallonia tenuilabris</i> , <i>Pupilla muscorum</i> ; в слое встречаются тонкие линзы глинистого песка и мелкая галька экзотических пород; нижняя половина слоя имеет коричневую окраску	3,0
7. Супесь гумусированная, буровато-черная (второй горизонт погребенной почвы?) с карманообразными внедрениями в лежащий ниже слой.	0,2
8. Супесь коричневая, плотная, неяснослоистая	1,0
9. Глина темно-серая, песчанистая, горизонтально-слоистая, с прослоями жвакого мелкозернистого песка, сменяющаяся вниз по разрезу параллельно-и косослоистыми песками, а затем галечниками. В основании галечников — юрские обохренные конгломераты и песчаники с глыбами доломитов нижнего кембрия.	

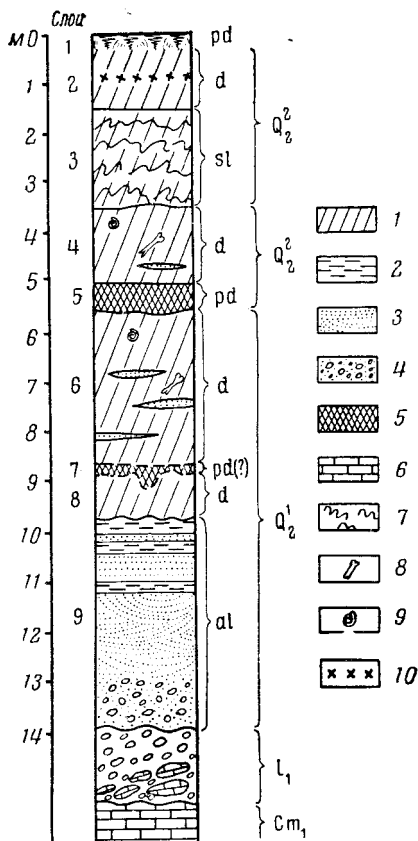


Рис. 43. Разрез четвертичных отложений 25—30-метровой террасы р. Белой у Шамотного завода.

1 — суглинки и супеси; 2 — илы; 3 — песок; 4 — галечник; 5 — ископаемая почва; 6 — доломитизированный известняк; 7 — солифлюкционная текстура; 8 — остатки позвоночных; 9 — мошески; 10 — слой с каменными орудиями бадайской стадии (мезолит)

Данный разрез является одним из наиболее полных в Приангарье. Он отчетливо делится на две части мощным горизонтом погребенной почвы (слой 5), который может соответствовать межледниковью, скорее всего казанцевскому. Принадлежность слоя 7 к почвенным образованиям не ясна. В верхней части слоя 4 непосредственно под слоем солифлюксия имеются маломощные прослои гумусного потемнения, которые, возможно, также являются горизонтами погребенной почвы, но недостаточно «зрелыми». Главный почвенный горизонт, отчетливо видимый уже издалека (рис. 44), наклонен к югу, в сторону р. Белой, круче, нежели современная поверхность, и прослеживается до тех пор, пока не уходит ниже подошвы

карьера. Примечательной особенностью разреза является также наличие горизонта с хорошо выраженной солифлюкционной текстурой (слой 3) и залегающего поверх него культурного слоя с раннемезолитическими орудиями бадайского типа и костями *Bison* sp. Слой солифлюксия отражает, очевидно, последнее существенное похолодание климата и может быть условно сопоставлен со временем зырянского оледенения. Залегающие под главным горизонтом почвы делювиальные и аллювиальные отложения следует в таком случае отнести ко второй половине нижнего плейстоцена. Очевидно, гумусированные суглинки слоя 7, если признать их за ископаемую почву, можно сопоставить с интерстадиалом максимального оледенения или с мессовским межледниковьем схемы В. Н. Сака (1952).

Как видно из описания разреза, третий горизонт покровных суглинков и супесей представляет собой образование широкого хронологического диапозона. При наличии слоев ископаемой почвы он сравнительно легко расчленяется на ряд более мелких стратиграфических единиц в объеме века. Высказанные выше соображения о корреляции отдельных слоев с подразделениями западносибирской схемы являются, конечно, сугубо предварительными, хотя и не подлежат сомнению изменчивость палеогеографической обстановки в течение времени их накопления. Попытки проследить изменения климата по данным спорово-пыльцевого анализа пока не дали определенных результатов.

Накопление субаэральных суглинков и супесей имело место в течение всего антропогена, но особенно усилилось во второй половине нижнего плейстоцена и в верхнем плейстоцене. Стимулятором этого своеобразного максимума служил холодный климат, с чем хорошо согласуются и аркти-

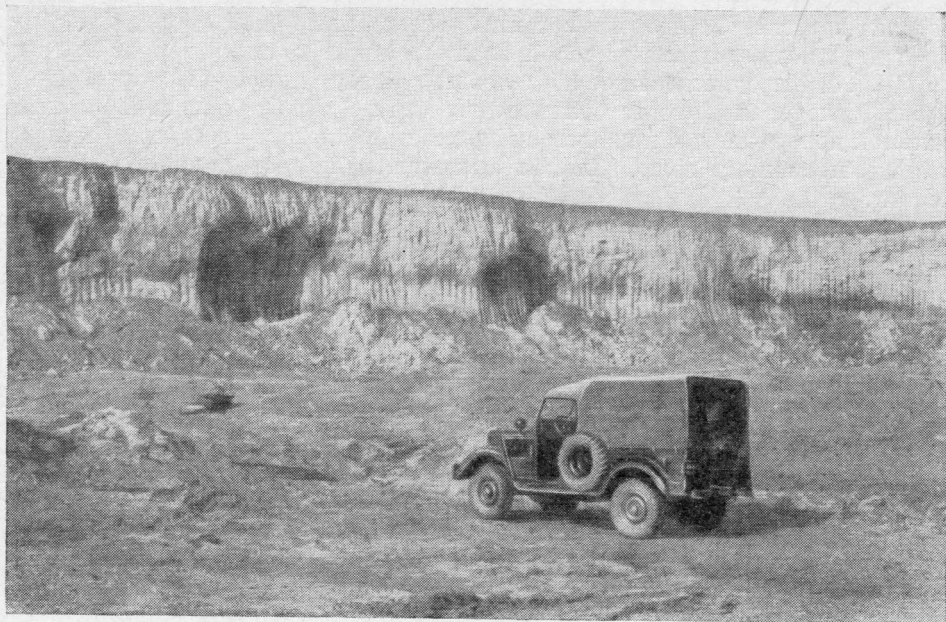


Рис. 44. Покровные делювиальные и солифлюкционные суглинки с горизонтом ископаемой почвы. Карьер у Шамотного завода

ческий облик фауны позвоночных и моллюсков, и многочисленные и разнообразные следы мерзлотных деформаций внутри шлейфов третьего горизонта.

Похолодание климата резко усилило процессы делювиально-солифлюкционного стекания мелкозернистых грунтов на склонах речных долин. Вместе с тем следует говорить и об общей интенсификации склонового смыва во времени, как функции увеличения высоты и протяженности склонов в процессе врезания долины р. Ангары.

Подчеркивая основное значение в составе покровных отложений Приангарья делювия и солифлюксия, необходимо коснуться и роли других генетических типов, в частности — отложений эолового генезиса. На их присутствие указывает превосходно выраженный эоловый рельеф песчаных отложений Бельско-Китойского междуречья, Шамановского, Усть-Окинского и Нижне-Илимского расширений. Он, безусловно, относится к категории древних реликтовых образований: его развитие прекратилось перед накоплением аллювия I надпойменной террасы (или во время его), ибо ее поверхность уже не несет признаков эоловой переработки. В то же время отчетливо видно, что покровные суглинки и супеси не спускаются в долинах ниже 12—15-метровой террасы, за исключением тех случаев, когда закраина 6—8-метровой террасы примыкает к более или менее высоким склонам и прикрыта голоценовыми делювиальными отложениями, мощностью до 1 м, с горизонтами неолитической и бронзовой культур. Совпадение во времени окончания усиленного накопления суглинков и резкого сокращения масштабов развевания перед накоплением аллювия 6—8-метровой террасы не случайно и указывает на связь между ними по существу. Поэтому полное отрицание участия эолового фактора в формировании субаэрального покрова Приангарья кажется неправильным, так же как мало оснований теперь суглинки и супеси целиком относить к эоловым образованиям.

Для проверки применимости эоловой гипотезы к объяснению генезиса покровных суглинков Приангарья мы специально изучали цокольные

острова в русле р. Ангары и останцы обтекания по обшим бортам долины. Те и другие представляют собой изолированные остатки террас высотой до 60 м. Из предположения об эоловом генезисе покровных суглинков и супесей следовало, что на больших островах с хорошо развитой горизонтальной поверхностью над аллювием должны залегать собственно эоловые осадки, поскольку делювиальная аккумуляция здесь полностью исключается.

При расшурфовке мы всякий раз убеждались, что рыхлый покров островов состоит из руслового (галечного) и пойменного (песчано-иловатого) аллювия, сверху сильно выветрелого и на самых высоких островах нередко утратившего свою первичную слоистую текстуру. В последнем случае за эоловые можно было бы принять выветрелые пойменные суглинки и супеси, однако плавный переход последних на глубине 1—2 м в яснослоистый пойменный аллювий и сходство минерального состава тяжелой фракции по всему разрезу не оставляют сомнений в отсутствие здесь сколько-нибудь мощных эоловых накоплений.

Следовательно, говоря об участии в горизонтах покровных отложений материала эолового происхождения, нужно еще раз подчеркнуть его второстепенную или даже более скромную роль.

К ГЕОЛОГИИ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК ПРИАНГАРЬЯ

Палеолитические памятники Приангарья являются важным дополнительным материалом для уточнения последовательности основных исторических событий в течение антропогена. Это их значение хорошо понимал И. В. Арембовский (1951), который предложил первую более или менее полную схему периодизации палеолитических культур Приангарья и сопоставил их со стадиями развития палеолита европейской шкалы — мустье (Малый Кот), солютре (Мальта, Буреть), мадленом (Кайская Гора) и азилом (Усть-Белая). Эта схема до сих пор не утратила значения, но, вследствие слабой в то время (40-е годы) изученности четвертичных отложений, она была недостаточно четко увязана с конкретными подразделениями местной стратиграфической шкалы.

Изучение ряда известных ранее стоянок (Мальта, Усть-Белая, Верхоленская Гора) и вновь открытых в течение 1956—1960 гг. (Красный Яр, Федяево, Ленковка, Буреть II и др.) делает необходимым еще раз рассмотреть геологические условия залегания культурных слоев палеолита и наметить или уточнить их связь с определенными стратиграфическими горизонтами. С другой стороны, сама последовательность накопления четвертичных отложений может быть значительно уточнена при помощи данных археологии.

В настоящей главе мы использовали почти исключительно материалы наших личных наблюдений над условиями залегания культурных слоев. Эти наблюдения выполнены непосредственно на раскопах совместно с археологами М. М. Герасимовым, А. П. Окладниковым, Э. А. Абрамовой, Г. И. Медведевым, В. И. Свиным и М. А. Аksenовым.

Из палеолитических памятников Верхнего Приангарья наименее изучена стоянка Малый Кот. Сведения о ней исчерпываются короткой заметкой Н. И. Соколова и Н. В. Тюменцева (1949), в которой сообщалось о находке очень примитивных орудий типа мустье или ашель вместе с зубом *Mammuthus trogontherii*. Попытки наши и других исследователей (Равский, 1960) подтвердить наличие культурного горизонта или хотя бы остатков фауны хазарского комплекса на правом борту пади Малый Кот не дали положительных результатов. Более того, вскрытые разрезы четвертичных отложений оказались существенно отличными от приведенного Н. И. Соколовым и Н. В. Тюменцевым: не удалось пока обнаружить

ни горизонта красно-бурого суглинка (миндель), ни погребенной почвы (миндель-рисс) на его границе с лежащим выше желто-бурым суглинком (рисс). Шурфы глубиной до 3 м вскрыли толщу желтовато-коричневых и серых супесей и суглинков с тонкими прослоями глинистого мелкозернистого песка. Эти отложения обладают нечеткой, в некоторых участках нарушенной, слоистостью и являются, скорее всего, делювиальными и делювиально-солифлюкционными.

Подтверждение наличия этой стоянки и открытие новых памятников среднего и нижнего палеолита по-прежнему остается наиболее острой проблемой археологии и стратиграфии антропогена не только Приангарья, но и Восточной Сибири в целом.

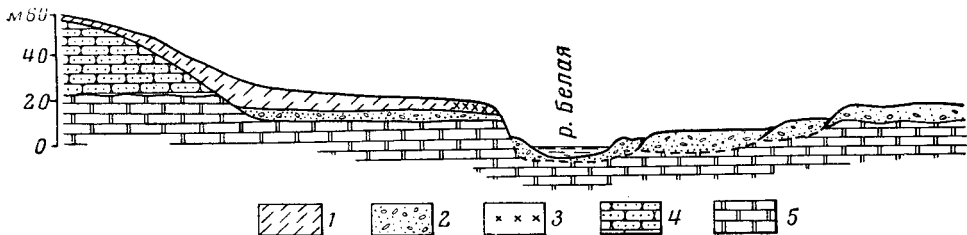


Рис. 45. Геологический профиль через долину р. Белой в районе Мальтинской стоянки.

1 — суглинки и супеси; 2 — пески и галечники; 3 — культурный слой стоянки; 4 — юрские песчаники и конгломераты; 5 — нижнекембрийские доломиты и известняки

Следующая стадия развития палеолита выделяется археологами под названием мальтинской, по имени наиболее представительной и полно изученной в Восточной Сибири стоянки Мальта. Согласно И. В. Арембовскому, к этой же стадии относятся поселения у Нижней Бурети и на правом берегу р. Ушаковки в черте Иркутска (стоянка Черского).

Стоянки мальтинского времени являются отражением уже верхнепалеолитической культуры, причем не самых поздних ее стадий, и имеют примерно сходные геологические и геоморфологические черты. Ниже мы рассмотрим таковые на примере Мальтинской стоянки, хорошо нам известной по неоднократным наблюдениям в процессе многолетних раскопок, проводившихся под руководством М. М. Герасимова.

Культурный слой и жилища охотников палеолитической эпохи здесь расположены в толще суглинков и супесей, покрывающих речные галечники и пески 16—20-метровой террасы (рис. 45), в высокоподнятом (12—14 м) цоколе которой залегают плитчатые доломиты нижнего кембрия. Слой с предметами культуры и многочисленными костными остатками залегает примерно в середине толщи покровных суглинков, имеющей непосредственно на стоянке мощность 2—3 м. Суглинки покрывают всю поверхность III (16—20-метровой) террасы, достигая у ее тыловой окраины мощности 7—10 м. Судя по неровной постели покровных отложений, их накопление началось после того, как терраса превратилась в надпойменную и ее поверхность была частично эродирована.

В суглинках разбросана мелкая галька экзотических пород, снесенная сюда с цоколя соседней 50—60-метровой террасы, сложенного среднеюрскими полурыхлыми конгломератами и песчаниками заларинской свиты. Местами галька в смеси с песком и глиной образует компактные в поперечном сечении линзы, заполнявшие рывтины временных потоков в процессе формирования покровных отложений.

Собственно культурный слой визуально обычно ничем существенно не отличается от подстилающих и кроющих суглинков, лишь в жилых комплексах он обладает несколько более темной окраской, обусловленной примесью мелких сажистых угельков. На уровне кровли культурного

слоя и ниже суглинки несут признаки скрытой горизонтальной сланцеватости и при осторожной обработке ножом отламываются в виде пластин. В отличие от этого суглинки верхнего горизонта имеют склонность образовывать более или менее вертикальные столбики и призмы. Кроме того, суглинки нижнего горизонта обладают местами ясно выраженной слоистой текстурой и тогда особенно четко отделяются от лежащих выше массивных суглинков. Культурный слой в этом случае расположен на границе между двумя горизонтами и срезает разные его прослои.

Необходимо отметить необоснованность укоренившихся в литературе указаний на связь культурных и костных остатков Мальтинской стоянки с горизонтом погребенной почвы. На возможность подобной связи впервые указал В. И. Громов, в осторожной форме отметивший, что «культурные остатки... связаны, по-видимому, с погребенной почвой, разделяющей эти делювиальные образования на два горизонта» (Громов, 1948). Предположительный характер этого высказывания оказался почему-то незамеченным последующими исследователями.

На самом деле, нет достаточных оснований говорить о явной связи культурных остатков с погребенной почвой. Эту связь можно лишь предполагать, как это сделал В. И. Громов, так как поселение древних мальтинцев, конечно, было расположено на горизонте почвы, причем сами жилища были скорее вкопаны в нее. Следовательно, культурные и костные остатки должны залежать у поверхности этого горизонта и внутри или ниже его, будучи туда искусственно внесенными.

Отсутствие в культурном слое признаков погребенной почвы, в частности — обычно наблюдаемого гумусного потемнения, обусловлено, возможно, тем, что во время стоянки образовывалась примитивная почва, или же тем, что при некоторых условиях гумусное потемнение и другие следы почвообразовательного процесса со временем деградировали и стерлись в разрезе покровных отложений.

Анализ всего материала по району Мальтинской стоянки указывает, что площадное накопление лёссовидных суглинков началось после того, как 16—20-метровая терраса превратилась в надпойменную и стала доступной и удобной для поселения охотников в верхнем палеолите. Вопреки ранее высказанному В. И. Громовым (1948) мнению, Мальтинскую стоянку следует отнести не к середине или второй половине времени аккумуляции аллювия террасы, на которой она расположена, а к периоду формирования аллювия более молодой, 12—15-метровой террасы и выщипывания уступа 16—20-метровой террасы.

В стенках археологических раскопов разных лет местами видно разделение толщи на два горизонта, с неодинаковой текстурой (рис. 46, 47) и несколько отличным составом. Суглинки над культурным слоем имеют палево-желтый цвет, массивную макропористую текстуру, сохраняющуюся практически по всей площади стоянки. Мощность этого горизонта не превышает 1,2—1,5 м. В верхней его части под слоем современной почвы ясно выражен белесый горизонт аккумуляции карбонатов, здесь же изредка попадаются орудия бадаевского типа, кости северного оленя, лошади и быка.

Нижний горизонт суглинков, залегающий между культурным слоем и аллювием террасы, в большинстве случаев сходен с верхним, но местами обнаруживает слоистую текстуру — переслаивание палевых и желтовато-коричневых разностей. Изредка встречаются тонкие линзы табачно-зеленого мелкозернистого песка, имеющие прихотливые очертания. Слоистость нижнего горизонта неправильная: слои не выдержаны по мощности и крутизне наклона, местами наблюдаются разрывы и миниатюрные запрокинутые складочки. Такой дисгармоничный текстурный рисунок несомненно создан под влиянием мерзлотных процессов, в частности, под влиянием солифлюкции. Формы полигонально-жильного растрескивания здесь не наблюдались.



Рис. 46. Культурный слой Мальтинской стоянки в контурах жилых комплексов

Таким образом, надо полагать, что культурный слой Мальтинской стоянки, заключающий целый ряд жилых комплексов, был расположен над горизонтом с признаками солифлюкционного течения. Сверху его прикрывал горизонт суглинка с остатками бадайской культуры (ранний мезолит) в кровле. Мощность стерильной прослойки между обоими культурными горизонтами 40—60 см.

В культурном слое Мальтинской стоянки найден богатый материал, состоящий в своей главной массе из кухонных отходов, частично использовавшихся для хозяйственных нужд — отопления и построения жилищ (Герасимов, 1958). Систематический состав этой коллекции, насчитывающей теперь свыше 15 000 экземпляров, довольно однообразен. Сборы 1956—1958 гг. не добавляют нового к тому списку, который установлен В. И. Громовой (1941) и В. И. Громовым (1948). В составе фауны имеются следующие формы: мамонт, шерстистый носорог, северный олень, короткорогий бизон, бык, лошадь, снежный баран, пещерный лев, медведь, россомаха, волк и песец (последний встречается в виде целых скелетов). Кости северного оленя и песца количественно резко преобладают над костями иных животных. В пыльцевых пробах из культурного слоя и обоих горизонтов суглинков установлен обедненный спектр, в котором пыльца травянистых растений преобладает над пыльцой древесных форм, представленных сосной и березой. Как фауна, так и бедные пыльцевые спектры отражают довольно суровые климатические условия во время Мальтинского поселения, но, видимо, более мягкие, чем во время накопления нижнего горизонта с его текстурными признаками солифлюкционного течения. В этом отношении нижний горизонт суглинков представляет собой накопление мелкозема в ярко выраженных условиях перигляциальной зоны.

А. П. Окладниковым на террасе той же высоты между Мальтой и Шамотным заводом обнаружено в 1957 г. еще одно поселение. Условия залегания культурных остатков здесь настолько интересны, что их следует рассмотреть более внимательно.

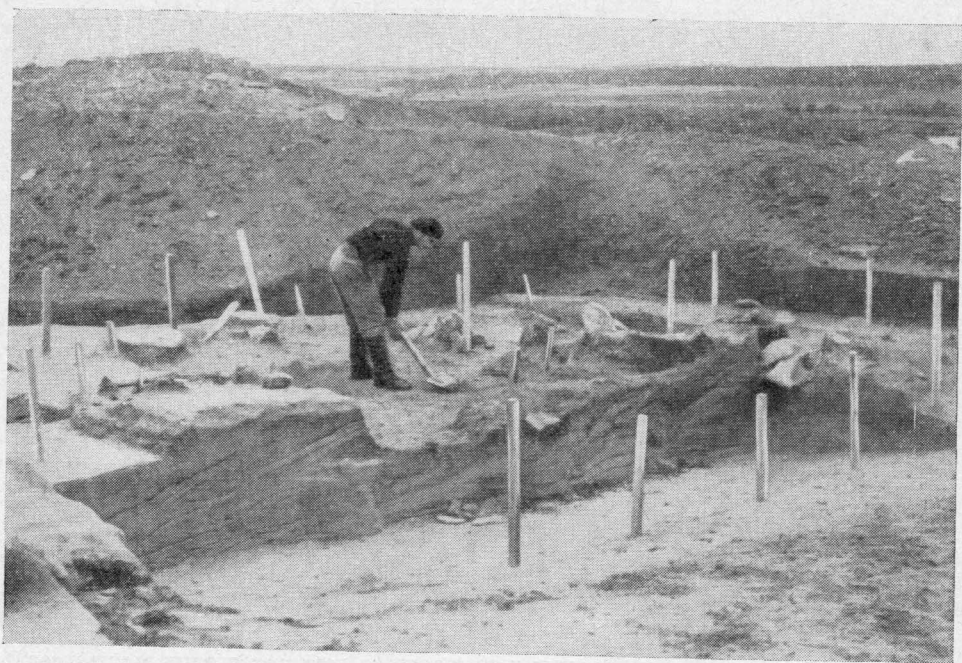


Рис. 47. Мальтинская стоянка. Характер текстуры суглинков под культурным слоем.

На поколе из нижнекембрийских доломитов, в котором местами видны карманы, заполненные юрской каолиново-кремневой брекчией, конгломератами и песчаниками, залегает аллювий с хорошо развитыми фациями — русловой и пойменной. Первая сложена галечниками, сменяющимися вверх по разрезу косослоистыми песками; мощность 3—4 м. Над песками залегают темно-серые слегка макропористые горизонтальнослоистые слюдястые илы и супеси пойменной фации мощностью 2—2,5 м. Аллювий покрыт литологически довольно пестрым чехлом делювиальных отложений — суглинков, супесей и песков. Мощность делювия колеблется от 1 до 3 м и увеличивается в направлении к тыловому шву террасы. Вдоль ее бровки в верхнем слое делювия, непосредственно под слоем черноземной почвы, встречаются очень часто кремневый инвентарь и отщепы раннемезолитической бадайской культуры, выделенной ранее М. М. Герасимовым (1940). В одном пункте под этим слоем и стерильной прослойкой мощностью 40—70 м залегает другой культурный слой, приуроченный к подошве песчаного делювия. Этот нижний слой образует лишь ограниченное пятно. В нем обнаружено несколько кремневых орудий и отщепов, которые по ряду признаков относятся к мальтинской стадии развития палеолита.

В толще делювиальных отложений местами наблюдаются совершенно отчетливо клинообразные криотурбации (рис. 48). В русловых песках ниже клина расположены тонкие субвертикальные слои суглинков, отмечающие полосу инфильтрации глинистых частиц по системе извилистых трещин. Ближе к участку нарушения слой песка с остатками культуры нижнего горизонта испытывает резкий излом и внедряется в толщу пойменного аллювия, при этом орудия и кремневые обломки также втянуты в карман, на основании чего достоверно устанавливается более поздний возраст деформации по сравнению с нижним культурным слоем.

Горизонт песка с нижним слоем разделен неправильным клином черновато-бурого гумусированного суглинка, представляющим собой псевдоморфозу по полости ледяной жилы. Кремневые отщепы и орудия при

этом встречаются по обе стороны клина. Вверху клин гумусированного суглинка срезан горизонтом серовато-бурого глинистого песка со слоем отложений бадайского типа.

В приведенном примере наблюдается редкое сочетание следов мерзлотных деформаций с различными по возрасту горизонтами верхнепалеолитической культуры. Криотурбации имели место в отрезок времени между двумя стадиями развития палеолита — мальтинской и бадайской, между которыми, как считают археологи, нет прямой преемственности. Последнее обстоятельство получает в свете приведенных фактов и геологическое подтверждение.

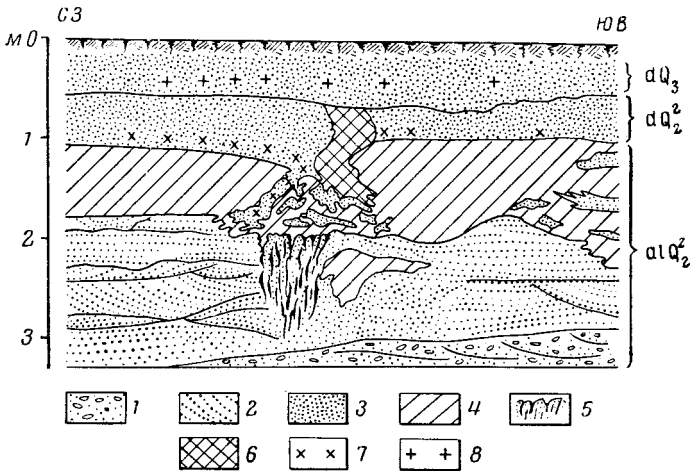


Рис. 48. Соотношение клипообразной криотурбации с культурными горизонтами мальтинской и бадайской стадий на 16—20-метровой террасе р. Белой в районе с. Мальты.

1 — галечник; 2 — песок; 3 — глинистый песок; 4 — ил; 5 — зона инфильтрации; 6 — гумусированный суглинок; 7 — верхний палеолит (мальтинская стадия); 8 — мезолит (бадайская стадия)

Проявление криотурбаций совпадает во времени с накоплением слоя солифлюксия в разрезе покровных суглинков у Шамотного завода (рис. 42, 43), залегающего непосредственно под желтовато-серыми макропористыми суглинками с остатками культуры бадайского типа. Отнеся слой солифлюксия и синхронные ему криотурбации описанного выше разреза ко времени зырянского оледенения, мы должны признать в мальтинской стадии развития верхнего палеолита время, промежуточное между двумя эпохами резкого обострения криогенных процессов, которые условно можно сопоставить с зырянским и тазовским оледенениями.

К группе верхнепалеолитических стоянок долины р. Белой близко примыкает стоянка у с. Нижняя Буреть на правом берегу Ангары, изучавшаяся А. П. Окладниковым, И. В. Арембовским и Н. В. Тюменцевым. При посещении этой стоянки в 1956 г. мы в борту старого раскопа обнаружили наконечник костяного дротика, два скребловидных орудия, кости носорога и северного оленя. Культурный слой здесь приурочен к той же террасе, что и Мальтинская стоянка, но расположен на ее отлогом склоне, на высоте около 13—14 м над межленным уровнем Ангары. В этом отношении Буретская (правобережная) стоянка отличается от Мальтинской, культурный слой которой вместе с жилыми комплексами залегает на ровной площадке террасы, выклинивается с приближением к ее бровке, намечая естественную первичную границу поселения (Герасимов, 1958), и находится, по данным нивелирования, на высоте 17—18 м

над урезом р. Белой. Жилища Буретской стоянки были, видимо, врезаны в склон террасы и позже деформированы под влиянием сползания.

Судя по существующим в литературе описаниям, культурный слой здесь также расположен на делювиальных суглинках, которые вместе с подстилающим аллювием имеют мощность около 2 м; под ними следуют доломиты нижнего кембрия.

Большинство археологов склоняется к мысли об одинаковом возрасте стоянок Буреть и Мальта. К сожалению, низкая степень геологической изученности Буретской стоянки не позволяет ни подтвердить, ни опровергнуть это мнение, которое, кстати сказать, не разделяется М. М. Герасимовым, считающим ее более поздней по сравнению с Мальтинской стоянкой. Поэтому, ограничившись сказанным, перейдем к рассмотрению условий залегания стоянки, открытой нами в 1956 г. на левом берегу Ангары, в 3 км выше с. Буреть. Назовем ее Буреть II.

Эта стоянка приурочена к 10—12-метровой террасе, уступ которой опирается на 1,5—3-метровую пойму, узкой полосой окаймляющую русло Ангары. Ее цоколь из доломитов ангарской свиты расположен на высоте около 8 м и прикрыт речными галечниками и песками. Террасу в древности прорезали овраги, которые позже были занесены своеобразным балочным аллювием. В одном из таких древних оврагов, вернее в его рыхлом наполнении, и обнаружена стоянка Буреть II.

По стенкам ныне развивающегося оврага и в выработках видно, что на разборной коренной плите, реже на галечниках, залегают разнозернистые пылеватые серые пески с мелкоамплитудной косой слоистостью, характерной для слабых течений. Выше следуют супеси. В песках, ближе к их подошве, обнаружены кости носорога, лошади (мелкая форма), северного оленя, первобытного зубра и волка (?), составлявшие в совокупности небольшую костеносную линзу. В ней же найдены каменное орудие типа ножа-резака, кремневые отщепы, обломки оленьего рога, ребра носорога и трубчатой кости со следами обработки человеком.

Все эти остатки не образуют ясно выраженного культурного слоя, однако они не могли быть перемещены далеко от места первоначального захоронения, поскольку залегают более или менее компактно и не имеют следов окатанности. Ограниченное число находок орудий и их типологическая невыразительность не позволяют установить принадлежность их к какой-либо определенной стадии ангарского палеолита, но по характеру фаунистического комплекса эта стоянка явно древнее бадайской стадии. Из того факта, что она связана с отложениями более поздними, чем аллювий II террасы, следует ее более молодой возраст по сравнению с мальтинской стадией.

К сожалению, стоянка Буреть II осталась археологически не изученной, однако вытекающее из геолого-геоморфологических предпосылок промежуточное положение ее между мальтинской и бадайской стадиями не может вызывать особых сомнений.

На правом берегу Ангары близ устья Осы, у Красного Яра, А. П. Окладниковым и З. А. Абрамовой открыта еще одна верхнепалеолитическая стоянка, изучавшаяся в 1957 и 1959 гг. З. А. Абрамовой, составившей ее первое описание (Абрамова, 1962). Совместно с нею нами проведены геологические наблюдения.

При слиянии долин Ангары и Осы по правому берегу развит комплекс речных террас, в состав которого входят 50—60-, 25—30-, 16—20- и 6—8-метровые. Три верхние перекрыты мощной толщей склоновых отложений, сnivelировавших первичный эрозионно-аккумулятивный рельеф в единую слабо наклоненную поверхность с рядом плавных перегибов, отмечающих, видимо, погребенные бровки. В уступе Красного Яра к руслу подходит 25—30-метровая терраса, аллювий которой, мощностью 5—6 м, представлен по преимуществу экзотическими для района облом-

ками. Вдоль Балаганского тракта к этой террасе прислонена 16—20-метровая терраса, в которой и расположен культурный горизонт. В разрезе этой террасы (рис. 49) на плотике из красных алевролитов и песчаников залегают средние галечники мощностью 0,3—0,7 м с явным преобладанием обломков местных пород (50—90%) над экзотическими — признак принадлежности к аллювию р. Осы. Выше следует 1—1,5-метровый слой параллельнослоистых супесей и песков с редкими тонкими слоями гравия. Над аллювием залегают толща мощностью 7 м, состоящая из монотонно чередующихся коричневыми и серовато-роговых суглинков, супесей и песков; преобладают супеси. Слоистость горизонтально-волнистая, очертания слоев расплывчаты, с плавными переходами друг в друга. Слоистость довольно тонкая, толщина отдельных прослоев 2—4, реже 7—8 см. Эти тонкие слои с изменчивой мощностью в то же время хорошо выдержаны по всей 12-метровой длине стенки раскопа. Изредка встречаются короткие и тонкие линзы серого песка. По характеру слоистости эту толщу можно было бы принять за озерные или пойменные осадки, на самом же деле она создана путем периодической аккумуляции делювия на ровной площадке террасы, чем и обусловлен выдержанный характер ее слоистости.

Основной культурный слой толщиной до 10 см залегают в этой толще на глубине 2,8—2,9 м от поверхности террасы. Наряду с предметами материальной культуры в нем найдены мелкие обломки костей, принадлежащих, по определению В. И. Громова и Н. М. Ермоловой, дикой лошади, северному оленю, зубру, медведю, зайцу, полевке, птицам. В этом комплексе отсутствуют такие характерные для верхнепалеолитических стоянок формы, как мамонт и носорог. Типологически каменный инвентарь, по мнению З. А. Абрамовой, позволяет сравнивать стоянку в устье р. Осы с такими позднепалеолитическими стоянками Енисея, как Афонтова Гора II и Афонтова Гора III. С другой стороны, отсутствие среди кухонных остатков костей косули как будто указывает на более ранний возраст ее по сравнению с мезолитической стоянкой Усть-Белая, где остатки костей этих животных составляют основную массу.

Стоянка Красный Яр совпадает по времени с аккумуляцией аллювия 6—8-метровой террасы, но, вероятно, не с самым началом и не с самым концом. Она, очевидно, является последним звеном в развитии палеолита, связанным с мальтинской стадией не прямо, а через промежуточную стадию, представленную стоянкой Буреть II. По мнению Г. И. Медведева и М. А. Аксенова (1963), стоянка Красный Яр относится к самому раннему этапу переходного периода от палеолита к неолиту — к эшпалеолиту, и ее культура непосредственно не связана с культурой Мальты. В ее характере гораздо ярче проступают связи с мезолитической культурой стоянок Федяево, Бадай, Ленковка, Усть-Белая и Верхоленская Гора, совместно с которыми она образует единую свиту памятников переходного периода.

Геологические условия стоянок мезолита представляют особый интерес. Некоторые из них приурочены к делювиальным отложениям на

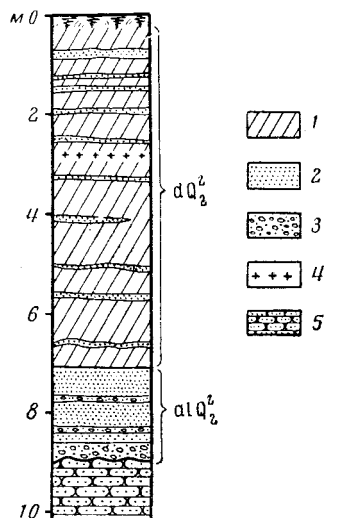


Рис. 49. Разрез четвертичных отложений 16—20-метровой террасы на стоянке Красный Яр и подстилающих древних песчаников.

- 1 — супеси и суглинки; 2 — песок;
3 — галечник; 4 — культурный слой;
5 — верхнеембрийские песчаники

поверхности террас средней высоты, преимущественно 16—20- и 25—30-метровых (Бадай, Федяево), другие же залегают в делювиальном шлейфе высоко на склонах, а не на площадках террас (Верхоленская Гора), третьи находятся на уровне 6—8-метровой террасы и залегают то в кроющем ее делювии (Ленковка), то являются компонентами аллювиальной свиты (Усть-Белая). В геологическом отношении наиболее интересны две последние стоянки, так как, будучи пространственно связанными с I надпойменной террасой, позволяют очень точно определить ее возраст и наметить, хотя бы предварительно, общую линию развития природной обстановки при переходе от плейстоцена к голоцену.

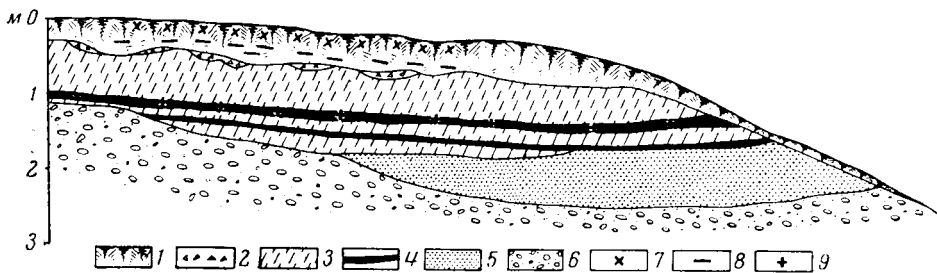


Рис. 50. Разрез стенки раскопа на стоянке Ленковка.

1 — почва; 2 — щебень и дрова; 3 — суглинок; 4 — ископаемая почва; 5 — речной песок и ил; 6 — галечник; культурные слои эпохи; 7 — бронзы; 8 — неолита; 9 — мезолита

Поселение Ленковка (открытое А. П. Окладниковым и его сотрудниками) расположено на правом берегу Ангары, у устья одноименной сухой пади, в 2 км ниже с. Нижняя Буреть. К устью здесь примыкает небольшой фрагмент террасы высотой 8 м, на котором и расположено поселение. В ее разрезе по стенке археологического раскопа (рис. 50) наблюдаются (сверху вниз):

Мощность, м

1. Черная почва изменчивой мощности; в нижней половине слоя (подпочва) — многочисленные остатки неолита с погребениями (см. рис. 51); в верхней половине — курьканская культура	0,50
2. Серая, слегка облесованная сунесь; в кровле слоя сунесь белесоватая за счет вмывтых почвенных карбонатов, здесь же наблюдаются тонкие (до 10 см) неправильные лизочки хрища местных доломитов	0,70
3. Буровато-черная погребенная почва (основной слой) с культурными остатками мезолита, костями лошади, быка и др.	0,08—0,20
4. Серая сунесь	до 0,30
5. Бурая погребенная почва	0,03
6. Серая влажная сунесь	до 0,30
7. Аллювий; на северном конце раскопа — средние галечники, перемежающиеся с плитами нижнекембрийских доломитов (береговая фашия), на южном — тонкоклюстые серые илы и пески (пойменная или старичья фашия). Видимая мощность.	1,00

Мезолитический слой датирует нижнюю половину делювиально-пролювиальной толщи, накопившуюся сразу после того, как река, формируя аллювиальную свиту террасы, отодвинулась к югу. С севера терраса ограничена высоким коренным склоном, а с юга — собственным уступом, который срезает слои, в том числе и погребенную почву с культурой мезолита. Отсюда видно, что поселение выходило за пределы той границы, которая намечена уступом террасы и, следовательно, берег Ангары располагался южнее современного.



Рис. 51. Неолитическое погребение на стоянке Ленковка

По мнению Г. И. Медведева и М. А. Аксенова (1963), облик каменного инвентаря на этой стоянке позволяет объединить ее в одну хронологическую группу с такими стоянками, как Федяево и Бадай (Черемушник), и отнести к эпохе раннего мезолита¹.

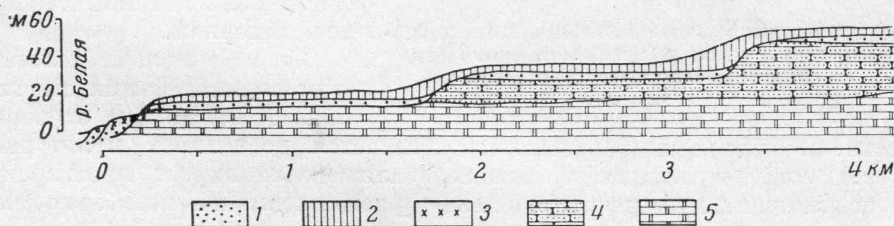


Рис. 52. Схема речных террас в районе стоянки Усть-Белая.

1 — аллювий; 2 — покровные суглинки и супеси; 3 — культурный слой поселения Усть-Белая; 4 — юра; 5 — нижний кембрий

Стоянку Усть-Белая в последние годы (1957—1960) подробно изучал М. М. Герасимов, а позднее — его помощники Г. И. Медведев, В. И. Сви́нин и М. А. Аксенов. Эти многолетние исследования, сопровождавшиеся раскопками, а также поисково-шурфовочными и буровыми работами, позволили весьма детально изучить памятник и в археологическом и в геологическом отношении.

На левом берегу Белой при впадении ее в Ангару развит комплекс следующих террас (рис. 52): пойма, 2—4 м; I терраса, 6—8 м; II терраса, 12—15 м; III терраса, 16—20 м; V терраса, 35—45 м; VI терраса, 50—60 м. Стоянка приурочена к I террасе. В разрезе последней русловая фация, мощностью 4—5 м, представлена грубыми и средними галечниками, сверху

¹ Результаты изучения стоянки Ленковка группой А. П. Окладникова до сих пор, к сожалению, не опубликованы, однако в трактовке ее возраста вряд ли будут существенные изменения по сравнению с приведенной выше.

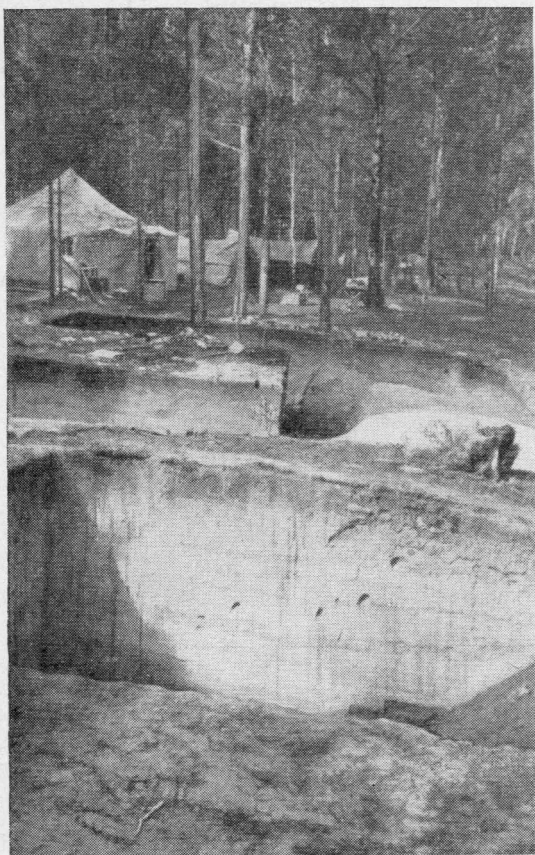


Рис. 53. Стоянка Усть-Белая. Горизонтально-слоистые илы, супеси и пески пойменной фации со слоями мезолитической стоянки

хности. В отдельных разрезах насчитывается до четырех культурных слоев. В магистральных траншеях, заложенных вкrest простирания террасы, видно, что некоторые слои расщеплены на несколько частей, разделенных маломощными стерильными прослойками. Прослеживая поведение культурных слоев от тыловой закраины к бровке террасы, Г. И. Медведев и М. А. Аксенов (1963) выделили в общей сложности 14 слоев мезолита. Каждый из них отмечает временную остановку в накоплении аллювия. Иловатые осадки, заключающие каменные предметы и кости животных, имеют в ряде случаев несколько более темную окраску за счет растительного крапа и мелких кусочков древесного угля и в общем напоминают тонкие почвенные горизонты, возникавшие на поверхности поймы в перерывы между очередными крупными паводками. Любопытно отметить, что в том же направлении, от тыловой закраины к бровке террасы, слои пойменного аллювия и вместе с ними слои мезолита испытывают общее погружение (рис. 54).

Такая картина, очевидно, отражает боковую миграцию русла от закраины к бровке и последовательное наращивание поймы новыми сегментами аллювия. Этим и объясняется множественность культурных слоев, выявляемая только при прослеживании их вкrest простирания аллювиальной свиты.

Среди палеолитических и мезолитических памятников Приангарья стоянка Усть-Белая являет собой пока единственный, не вызывающий

переходящими в косослоистые гравийные пески с линзами галечника. Выше следует тонкое переслаивание илов, супесей и песков пойменной фации (рис. 53); слоистость волнистая, горизонтальная, не всегда четкая; встречаются мелкие раковины наземных и пресноводных гастропод. Мощность пойменных наносов колеблется от 2 до 3,5 м, чаще же всего бывает равной 2,5 м. В составе пойменной фации местами на разных уровнях имеются своеобразные «вымостки» — линзы толщиной до 10 см из плотно уложенной гальки и плоских плит доломита, нередко очень крупных (до 30 см в длину). Эти явно чуждые для нормального строения пойменной фации линзы грубого материала, расположенные в общем согласно со слоистостью, «незаконно» вклинились в ее разрез в результате выпирания на поверхность поймы льдин, содержавших впаянный каменный материал.

Слой мезолита зелагают в пойменной фации на глубине от 0,5 до 2 м от поверхности

сомнения пример непосредственной связи культурных слоев с толщиной речных отложений. Это обстоятельство придает разрезу Усть-Белой особую ценность. Судя по характеру каменного инвентаря, все культурные слои соответствуют в общем одной стадии развития материальной культуры. Их появление на различных уровнях стратиграфического разреза обусловлено неоднократным посещением поселенцами поймы в процессе ее аккумуляции: во время паводков люди покидали стоянку, оставленные ими предметы и кухонные отбросы покрывались пойменными наносами, затем они возвращались, и новый культурный слой формировался на новых наносах, играющих роль стерильной прослойки.

Самые поздние слои мезолита выклиниваются с приближением к бровке террасы. Последняя, таким образом, является естественной границей поселения. Из этого следует, что культурные слои Усть-Белой датируют самую позднюю стадию формирования аллювиальной свиты I террасы,

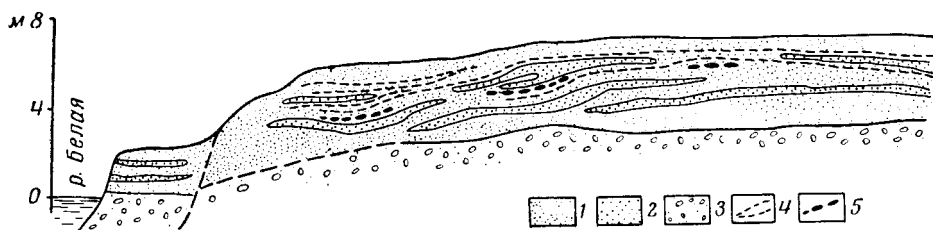


Рис. 54. Схема строения аллювия 6—8-метровой террасы на стоянке Усть-Белая.

1 — ил и супесь; 2 — песок; 3 — галечник; 4 — слои мезолита; 5 — каменные «вымостки»

непосредственно перед выработкой ее уступа и смещением русла на уровень современной поймы.

Среди костных остатков в мезолитических слоях резко преобладают кости косули, изредка попадаются кости изюбра, северного оленя, быка, лисицы, волка, бобра, осетра. В первом от поверхности слое мезолита при раскопках 1957 г. найдено ребро мамонта, принесенное поселенцами на стоянку.

Лежащие выше культурные горизонты раннего и позднего неолита содержат комплекс остатков, в общем сходный с мезолитическими слоями. В целом фауна последних — голоценовая либо, в крайнем случае, переходная от плейстоцена к голоцену. В спорово-пыльцевом спектре этих слоев также представлена растительность, близкая к современной.

Итак, конец формирования аллювия 6—8-метровой террасы надежно устанавливается по отложениям мезолита с раннеголоценовой фауной. По мнению Г. И. Медведева и М. А. Аксенова, сопоставляющих мезолит Усть-Белой и Верхоленской Горы с культурами Маглемозе и Эртебелле Скандинавии, верхняя возрастная граница мезолитических слоев Усть-Белой относится к началу IV или к III тысячелетию до н. э. Мы считаем этот возраст минимальным, но все же вряд ли он древнее 8—9 тыс. лет.

С другой стороны, обращают на себя внимание давно известные и время от времени повторяющиеся находки превосходно сохранившихся костей мамонта, носорога, бизона и мелких форм лошадей при проходке коммуникаций в русловых галечниках и песках I террасы в Иркутске и других пунктах. Отсутствие окатанности большинства из этих находок и совместное залегание нескольких частей скелета одного и того же животного (особенно это относится к остаткам носорога, которые в одном случае были представлены целым черепом и костями конечностей) позволяют предположить, что кости указанных форм попали в захоронение еще во



Рис. 55. Стенка котлована в «ледоносном» аллювии 6—8-метровой террасы на правом берегу р. Белой около с. Мальты

время обитания верхнепалеолитического комплекса фауны, а не вымыты из ранее накопившихся отложений. Следовательно, формирование аллювиальной свиты I надпойменной террасы растянулось на значительный промежуток времени: в начальные стадии этого процесса еще существовал угасавший верхнепалеолитический комплекс фауны, бывший спутником ледниковой эпохи, тогда как заключительные стадии и последовавшее затем углубление русла на уровень поймы протекали в геологической обстановке, соответствовавшей современной. К сожалению, мы пока не имеем возможности судить об абсолютной продолжительности этого процесса, от его начала и до конца, но вряд ли окажется слишком смелым предположение о том, что на него ушло не менее 7—10 тыс. лет. В поисках подтверждения большой длительности формирования речных террас в крупных долинах Средне-Сибирского плоскогорья следует обратить внимание на пойму с ее многочисленными стоянками неолита в поверхностных горизонтах, наиболее ранние этапы которого, по мнению археологов, прошли в Приангарье около 5 тыс. лет назад. Но ведь современная пойма — это терраса в процессе формирования, и неизвестно, сколько еще понадобится времени, чтобы она вышла из-под влияния паводковых вод.

В связи с вопросом о положении местной границы между плейстоценом и голоценом и о характере изменения климатических условий во время накопления аллювия I террасы следует коснуться еще одного наблюдавшегося нами явления.

На правом берегу р. Белой в 4 км ниже с. Мальты глубоким котлованом (рис. 55) был вскрыт полный разрез аллювия 6—8-метровой террасы, залегающего то на юрских конгломератах и каолинкремневой брекчии, то на кембрийских доломитах. Постель аллювия лишь местами под-

нимается выше межленного уровня Белой. Его разрез выглядит следующим образом (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Черноземный делювиальный слой с древесной щепой	0,5—1,5
2. Зеленовато-серые горизонтальнослоистые иловатые промороженные пески; в верхней половине горизонта наблюдаются прослой загрязненного льда толщиной от 2 до 10 см; два прослоя выдержаны по всей длине котлована (70 м)	3,0
3. Темно-серые неяснослоистые промороженные пески	2,0
4. Темно-серый средний галечник	0,5
5. Неровная корепная постель	

Аллювиальные отложения проморожены почти на всю мощность. Сохранение мерзлоты здесь обусловлено тем, что площадка террасы практически постоянно находится в тени, отбрасываемой крутым уступом 25—30-метровой террасы, который обращен на север, и лишь с приближением к руслу реки, в зоне прируслового прогревания, мерзлота, а равно и прослойки льда отсутствуют.

Не отрицая полностью возможности эпигенетического характера мерзлоты и прослоев льда, мы все же, основываясь на выдержанности ледяных прослоев в пойменной фации, склоняемся к мысли, что промораживание шло более или менее синхронно накоплению, при этом в захоронение попадали прослой нестативавшего льда или снега. Поскольку промороженный сегмент террасы непосредственно примыкает к тыловому шву, надо думать, что этот процесс имел место на ранних стадиях ее формирования. Если это так, то в описанных выше криогенных реликтах следует видеть дополнительное физико-геологическое подтверждение того, что аллювий I террасы р. Белой сформирован на границе плейстоцена и голоцена.

С этим выводом как будто в противоречии находятся данные о стоянке Ленковка. По мнению А. П. Окладникова и других археологов, культура этой стоянки является более древней по сравнению с отложениями мезолита у Усть-Белой. По условиям же залегания и по отношению к аллювию I террасы получается наоборот: культурные слои Усть-Белой расположены в толще пойменного аллювия, в то время как на Ленковке остатки культуры залегают в нижней части делювиального покрова, в слое четко выраженной погребенной почвы. Основываясь на одних лишь условиях залегания культурных слоев обеих стоянок, можно прийти к выводу о том, что Усть-Белая древнее Ленковки, — выводу, который не разделяется археологами (Медведев и Аксенов, 1963). Это противоречие можно было бы объяснить допущением, что I терраса в долине Ангары превратилась в надпойменную раньше, чем в долине Белой, что само по себе маловероятно. Более логично допустить, что стоянка расположена в пришовной части поймы, несколько повышенной за счет делювиального смыва с соседнего крутого склона. В таком случае нижние горизонты делювия в первом приближении следует признать синхронными второй половине времени аккумуляции аллювия I террасы, но более ранними, чем слои пойменной фации с мезолитом в разрезе Усть-Белой. С другой стороны, сам факт наличия раннего мезолита в делювии указывает на относительную древность подстилающей аллювиальной свиты именно в этом месте.

Приведенные выше данные с исчерпывающей полнотой указывают на пограничное положение аллювия I террасы в местной схеме стратиграфии антропогена. Он формировался в течение значительного отрезка времени, начало которого уходит еще в верхний плейстоцен. Развитие культуры каменного века за это время прошло все те стадии, которые связывают между собой типичный верхний палеолит с неолитом, начиная с наиболее ранней в этом переходном периоде эпипалеолитической культуры Красного Яра и кончая развитым мезолитом Усть-Белой и Верхоленинской

Горы. Развитие I террасы, возможно, началось еще в позднюю стадию верхнего палеолита (сибирский мадлен), которая как будто бы намечается стоянкой Буреть II.

Палеолитические и переходные памятники Приангарья образуют такую последовательность (начиная с древнейших): 1) средний палеолит (?) проблематичной стоянки Малый Кот; 2) верхний палеолит: а) мальтинская стадия (Мальта, Буреть, стоянка Черского), б) стадия (?) стоянки Буреть II; 3) эпипалеолит стоянки Красный Яр; 4) ранний мезолит (Бадай, Федяево, Ленковка); 5) мезолит (Усть-Белая, Верхоленская Гора). В этом ряду остается недостаточно ясным место среднего палеолита в схеме стратиграфии, а также характер связи с ним собственно верхнепалеолитической культуры. Очевидно, между средним палеолитом стоянки Малый Кот и собственно мальтинской стадией существуют промежуточные звенья.

Особенности формирования четвертичных отложений Ангаро-Ленского междуречья и долины верхней Ангары; местная схема стратиграфии антропогена

Изложенный выше конкретный материал по геологии четвертичных отложений позволяет провести некоторые сопоставления истории формирования рыхлого покрова двух соседних районов — долины Ангары и прибайкальской части Ангаро-Ленского междуречья.

Из предыдущего видно, насколько неодинаково шло их развитие, несмотря на непосредственное географическое соседство этих областей. Сущность различий заключается в том, что сравниваемые районы в четвертичное время, как, впрочем, и ранее, развивались в известной степени автономно в тектоническом отношении. С одной стороны, прибайкальская часть Ангаро-Ленского междуречья является зоной высокой тектонической активности, испытавшей неоднократную смену знака движений, которая нашла отражение в чередовании эпох преобладающей аккумуляции и эпох преобладающего размыва (рис. 56). С другой стороны, в долине Ангары происходило обычное для Средне-Сибирского плоскогорья медленное прерывистое поднятие, стимулировавшее постоянную тенденцию рек к врезанию и размыву (рис. 57). В первом районе мы сталкиваемся с многочисленными и яркими проявлениями дробной дифференциации новейших движений, запечатленной в продолжавшемся после третичного времени росте частных структурных форм — синклиналей и антиклиналей, унаследованном еще с мезозоя, в остальной же части Средне-Сибирского плоскогорья, кроме Присаянья, проявления этой дифференциации имеют характер исключений на фоне общего поднятия.

Наконец, существенно и то, что развитие Ангаро-Ленского междуречья проходило под влиянием событий в сопряженном с ним Байкальском сводовом поднятии и, в частности, связано с образованием Байкальской впадины, в то время как развитие внутреннего поля Иркутского амфитеатра шло по своей особой, «платформенной» линии.

Вместе с тем в истории формирования четвертичного покрова и рельефа в рассматриваемых районах было много общего: оба они были расположены в платформенной области с умеренными или даже слабыми новейшими движениями, сходен также характер изменений физико-географических условий их формирования в течение антропогена. Отсутствие в обоих районах признаков ледниковых отложений позволяет объединять их в единую перигляциальную зону. Кроме того, развитие речных долин в этих районах в значительной мере «управлялось» из соседней области горообразования и это также делало сходной историю формирования их рыхлого покрова, особенно его аллювиальных фаций.

В заключение следует отметить, что пограничное между областью горообразования и областью платформы положение прибайкальской части Ангаро-Ленского междуречья определяет его исключительно важное значение как связующего звена между развитием нагорья и плоскогорья, что и создает необходимые предпосылки для широких корреляций и сравнений. Последние не входят в круг задач настоящей работы, поэтому мы ограничимся сопоставлением истории формирования четвертичных отложений Ангаро-Ленского междуречья и долины Ангары и только в некоторых случаях будем обращаться к рассмотрению области горообразования.

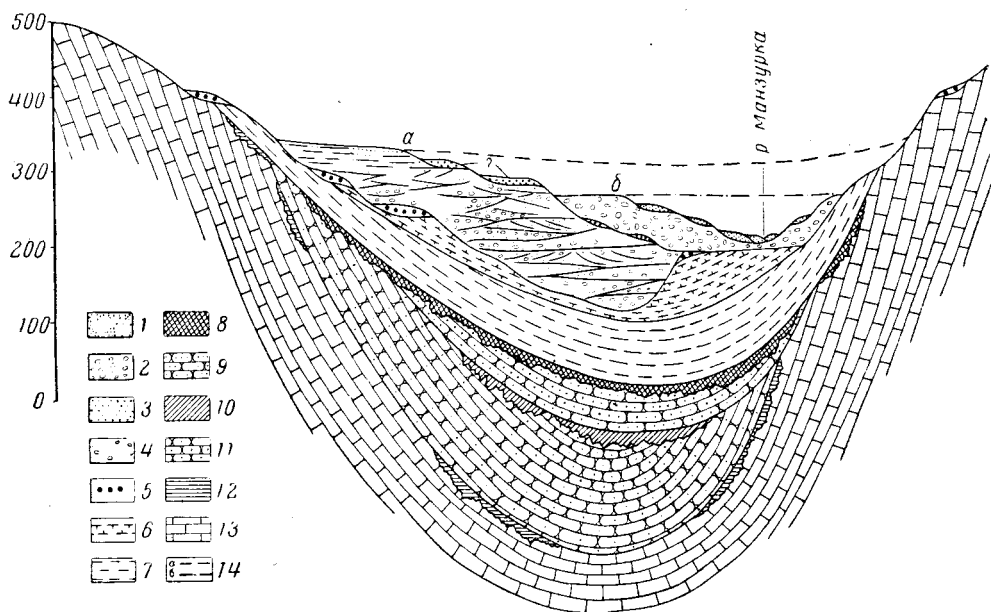


Рис. 56. Схема строения кайнозойских отложений прибайкальской части Ангаро-Ленского междуречья.

1 — аллювий плейстоценовых террас; 2 — ангинский аллювий (верхний эоплейстоцен); 3 — аллювий проблематических террас (верхний — средний эоплейстоцен?); 4 — манзурский аллювий (средний эоплейстоцен); 5 — красноцветный аллювий (нижний эоплейстоцен); 6 — байндайская свита (миоцен — нижний плиоцен); 7 — каменная свита (олигоцен); 8 — мел-палеогеновая кора выветривания; 9 — юра; 10 — поздне триасовая кора выветривания; 11 — верхний кембрий; 12 — среднекембрийская кора выветривания; 13 — нижний кембрий; 14 — верхний уровень аккумуляции: а — манзурского аллювия, б — ангинского аллювия

Как уже отмечалось, красноцветные отложения сформировались в условиях резкой интенсификации новейших движений и переустройства рельефа в направлении усиления его контрастов как непосредственно изгибовыми и разрывными деформациями древней денудационной поверхности, так и путем ее интенсивного эрозионного расчленения. Начались коренная перестройка древней долинной системы и заложение тех главных эрозионных врезов, которые сохранились в общем до современности. Эти события сопровождались не менее крупными изменениями и других компонентов природной обстановки, в частности — климата, который стал прохладнее и, возможно, суше, чем в предыдущую эпоху, а также изменением характера растительности и животного мира. Именно в это время окончательно определилась разница в темпе новейших движений и развития платформы и области горообразования, в неогене и палеогене мало ощущавшаяся. В своей совокупности эти изменения могут быть приравнены к тому, что в тектонике принято понимать как

крупное угловое несогласие. Кстати, заметим, что явные признаки такового наблюдаются по краям впадин байкальского типа, в основании охристых отложений, входящих в состав красноцветной формации (Логочев, 1958а, б; Флоренсов, 1960).

Происшедшее непосредственно перед накоплением красноцветных отложений (и во время его) резкое изменение ранее существовавших условий тектонического режима, рельефа и климата обозначило начало нового, собственно орогенного этапа в развитии земной коры на юге Восточной Сибири, который продолжается до сих пор, не меняя своего основного направления. Исследователи Прибайкалья не без оснований предлагают называть этот этап байкальским или новобайкальским, ибо с ним,

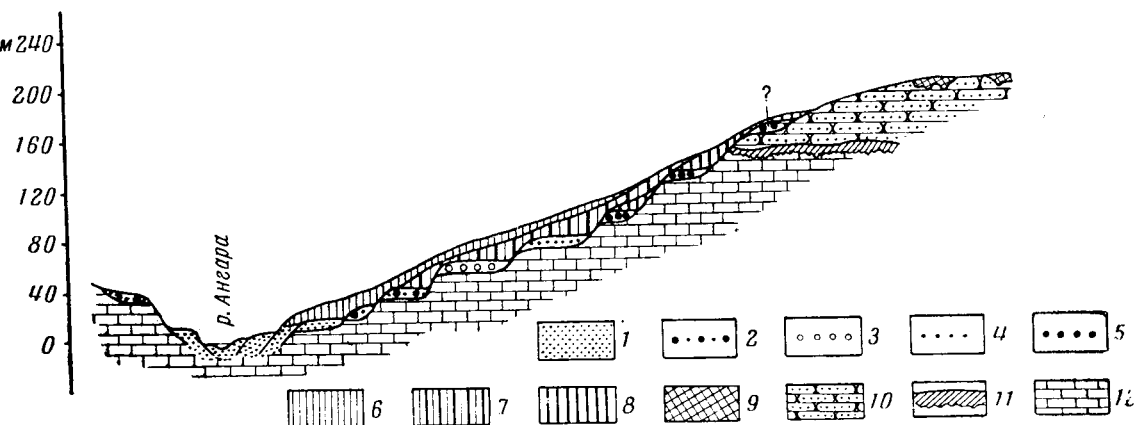


Рис. 57. Схема строения кайнозойских отложений долины р. Ангары.

Аллювиальные отложения; голоцен и верхний плейстоцен: 1 — аллювий поймы и I (6—8 м), II (10—15 м) и III (16—20 м) террас; нижний плейстоцен: 2 — аллювий IV (25—32 м) и V (35—45 м) террас; верхний эоплейстоцен: 3 — аллювий VI (50—60 м) террасы; средний эоплейстоцен: 4 — аллювий VII (70—80 м) террасы; нижний эоплейстоцен: 5 — красноцветный аллювий VIII (90—100 м) и IX (120—130 м) террас. Субэразральные покровные суглинки и супеси; верхний плейстоцен — вторая половина нижнего плейстоцена: 6 — третий горизонт; первая половина нижнего плейстоцена — средний эоплейстоцен: 7 — второй горизонт; нижний эоплейстоцен: 8 — нижний горизонт (красноцветный); 9 — мел-третичная кора выветривания; 10 — юрские отложения; 11 — позднетриасовая кора выветривания; 12 — нижнекембрийские отложения

точнее с его началом, связано полное оформление структуры впадины оз. Байкал и возникновение в ней глубоководного водоема, ставшего региональным базисом эрозии. Развиваясь унаследованно, более поздние движения лишь «доработали» структуру впадины, углубив ее, и внесли в нее отдельные новые детали, без существенных изменений того, что было создано в самом начале рассматриваемого этапа.

Начавшееся в это время общее поднятие на платформе стимулировало углубление речных долин и фиксировало их положение в будущем. Это полностью относится к долинам крупных рек, таких, как Ангара, Лена, Белая, Ока, Илим, Нижняя Тунгуска, и совершенно не касается долин мелких рек и долин краевых зон платформы, которые испытали позднее существенную перестройку.

О значимости начального этапа эрозионного углубления свидетельствует тот факт, что самые низкие террасы с красноцветным аллювием в долине Ангары расположены в среднем на 70—100 м ниже вершинной поверхности, которую грубо можно принять за исходную. Хотя указанную цифру нельзя признать истинной величиной глубинного расчленения за это время, так как в ней суммировано еще и вертикальное расчленение на исходной денудационной поверхности, но она вряд ли

Схема стратиграфии и корреляции кайнозойских отложений прибайкальской

Система, период	Отдел, эпоха	Ярус	Индекс	Ангаро-Ленское междуречье	
				Отложения; фауна и флора	Режим колебательных движений
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Голоцен		Q ₃	<p>Аллювий русел и пойм, озерно-болотные, эоловые, делювиальные, солифлюкционные отложения</p> <p>В погребенных почвах донных песков и в основании современной почвы слой неолита с остатками голоценовой фауны</p>	Прерывистое поднятие
		Плейстоцен	верхний	Q ₂ ²	
	нижний		Q ₂ ¹	<p>Аллювий 25—35-метровых террас.</p> <p>Делювиальные суглинки с культурным слоем стоянки (?) Малый Кот</p>	
	Эоплейстоцен	верхний	Q ₁ ³	<p>Ангинский аллювий: галечники, пески и илы; мощность 60 м (?).</p> <p>«Ангинский» (тираспольский) комплекс фауны позвоночных, комплекс малакофауны с <i>Corbicula fluminea</i>, остракоды, харовые водоросли, спорово-пыльцевой комплекс темнохвойной тайги с примесью мезофильных форм</p>	

части Ангаро-Ленского междуречья и бассейна верхнего течения р. Ангары

Верхнее Приангарье		Климат
Отложения; фауна и флора	Режим колебательных движений	
<p>Аллювий русла и поймы, делювиальные суглинки, эоловые пески. В основании современной почвы и в погребенной почве донных песков слой неолита.</p> <p>Аллювий заключительной стадии аккумуляции 6—8-метровой (I) террасы со слоями мезолита стоянки Усть-Белой в пойменной фации; делювиальные суглинки и супеси у закраин I террасы со слоем мезолита стоянки Ленковка.</p> <p>Фауна и флора современного облика</p>		Умеренно холодный
<p>Аллювий начальных стадий аккумуляции 6—8-метровой (I) террасы с остатками позвоночных верхнепалеолитического комплекса фауны.</p> <p>Аллювий 10—15-метровой (II) террасы с признаками перигляциального литогенеза; угнетенная малакофауна и пыльцевой комплекс лесотундрового типа.</p> <p>Аллювий 16—20-метровой (III) террасы.</p> <p>Покровные делювиальные и солифлюкционные суглинки и супеси с горизонтами ископаемой почвы.</p> <p>Культурные слои верхнепалеолитических стоянок; остатки позвоночных верхнепалеолитического комплекса фауны; лёссовый комплекс моллюсков</p>	Ускоренное прерывистое поднятие	Холодный субарктический Умеренно холодный (?)
<p>Озерные пески озеровидных расширений.</p> <p>Делювиальные и солифлюкционные суглинки и супеси с остатками верхнепалеолитического комплекса фауны.</p> <p>Аллювий 25—32-метровой (IV) террасы с признаками перигляциального литогенеза.</p> <p>Аллювий 35—45-метровой (V) террасы; остатки <i>Equus cf. chosaricus</i>, малакофауна без признаков угнетенности, спорово-пыльцевые комплексы темнохвойной тайги.</p> <p>Делювиальные суглинки и супеси с остатками ископаемых лошадей типа <i>Equus chosaricus</i>, <i>E. mosbachensis</i></p>		Субарктический умеренный
<p>Аллювий 50—60-метровой (VI) террасы; пыльца темнохвойной тайги с примесью экзотических хвойных и широколиственных форм, остатки поздней формы <i>Equus cf. sanmeniensis</i>.</p> <p>Озерные и озерно-речные илы, супеси и пески периферийной зоны междуречья Китоля, Ангары и Белой</p>	Замедленное прерывистое поднятие	Умеренно теплый гумидный

Система, период	Отдел, эпоха	Ярус	Индекс	Ангаро-Ленское междуречье	
				Отложения; фауна и флора	Режим колебательных движений
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Эоценоценоз	средний	Q_1^2	Манзурский аллювий: полимиктовые пески и галечники, вверху разреза — илы и каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины со стяжениями извести; мощность 200 м. Спорово-пыльцевой комплекс темнохвойной тайги с остепненными участками	Опускание
		нижний	Q_1^1	Отложения красноцветной формации: аллювиальные олигомиктовые и мономиктовые галечники и пески, делювиальные древесно-песчано-глинистые отложения и существенно монтмориллонитовые глины; мощность (локально) до 80 м. Бедный спорово-пыльцевой комплекс степной и лесостепной растительности	Быстрое прерывистое поднятие
НЕОГЕН	Миоцен — нижний плиоцен		N_1-N_2	Баяндайская свита: полиминеральные, существенно монтмориллонитовые глины, алевриты, олигомиктовые и мономиктовые пески, мергели и известняки, листоватые сланцы, редкие маломощные линзы лигнита; мощность до 300 м. Остатки позвоночных, «баяндайский» комплекс моллюсков, остракоды, диатомовые и харовые водоросли, спорово-пыльцевой комплекс широколиственно-хвойных лесов с остепненными пространствами (обеденная «тургайская» флора)	Медленное опускание Непродолжительное медленное поднятие (?)
		Олигоцен	Pg_3	Каменская свита: гидрослюдисто-каолинитовые и каолинитовые глины, алевриты, мономиктовые и олигомиктовые пески, бурые угли (лигниты); мощность до 150 м. Спорово-пыльцевой комплекс и листовые отпечатки широколиственной «тургайской» флоры	Медленное опускание
ПАЛЕОГЕН	Палеоцен		Pg_{1+2}	Кора выветривания; возможно, локальное накопление аллювиально-озерных тонкозернистых осадков	Стабильный

значительно меньше. В этой связи следует обратить внимание на долину среднего течения Лены, где древние террасы с красноцветными отложениями расположены на высоте от 150 до 250 м над руслом (Чебогарева и др., 1961). Очевидно, в первом приближении можно считать, что за это время долины основных рек плоскогорья успели углубиться не менее чем на одну треть по сравнению с их современной глубиной.

Что же касается Ангаро-Ленского междуречья, то здесь в течение того же отрезка времени, непосредственно перед аккумуляцией манзурского аллювия, эрозионный врез был особенно глубоким. Тальвег долины Пра-Манзурки, погребенный под 150—200-метровой толщей манзурского аллювия, до сих пор расположен значительно ниже вреза современных рек.

Таблица 11 (окончание)

Верхнее Приангарье		Климат
Отложения; фауна и флора	Режим колебательных движений	
Аллювий 70—80-метровой (VII) террасы с остатками <i>Equus cf. sanmëniensis</i> (среднее течение Ангары) и пылью темнохвойной тайги с примесью экзотических хвойных и широколиственных форм	Подняtie	Умеренный
Отложения красноцветной формации. Аллювий 90—100-метровой (VIII), 120—130-метровой (IX) и более высоких (?) террас — олигомиктовые и мономиктовые галечники и пески. Делювиальные плотные карбонатсодержащие (на юге) и бескарбонатные (на севере), существенно монтмориллонитовые суглинки	Ускоренное прерывистое подняtie	Теплый семиаридный (семигумидный)
Аллювиально-озерные песчано-глинистые отложения с прослоями лигнитизированных торфяников и лигнитов (Присаянская кайнозойская депрессия и сопряженная с нею часть плоскогорья). Часть «водораздельных галечников», связанная с гидрографической сетью неогена (?)	Медленное подняtie (за исключением Присаянья)	Теплый семигумидный
Отложения неизвестны; возможно, «водораздельные галечники» гидрографической сети олигоцена (?). Кора выветривания (?)		Теплый гумидный
Кора выветривания	Стабильный	Теплый гумидный, временами, возможно, жаркий

Лишь при пересечении антиклиналей, вследствие их позднейшего роста, он приподнимается на уровень пойм рек (рис. 58). Все это показывает, что на первом этапе развития речных долин периферическая часть плоскогорья в Прибайкалье была вовлечена, совместно с западным крылом нагорья, в быстрое поднятие, которое и привело здесь к более энергичному эрозионному расчленению, чем на остальной территории плоскогорья.

Данные о распространении и условиях залегания красноцветных отложений в бассейне Манзурки позволяют считать их синхронными этому первому этапу глубокого эрозионного расчленения. Красноцветный аллювий констатирован пока на площадке погребенной цокольной террасы у Подтока, на высоте 40—50 м над урезом р. Унгуры. Присутствие

близких по характеру отложений в погребенном состоянии на более высоких и более низких уровнях несомненно — это логически вытекает из всей совокупности фактов о развитии этой территории и, кроме того, подтверждается наличием весьма мощных (19 м) железистых конгломератов на дне изолированной миниатюрной Петровской синклинали (см. описание красноцветной формации).

Концу этого этапа в долине Ангары соответствует 90—100-метровая терраса, несущая на цоколе красноцветный аллювий. По-видимому, все более высокие террасы, непосредственно связанные с развитием долины Ангары, а не унаследованные с фрагментами долин исходной поверх-

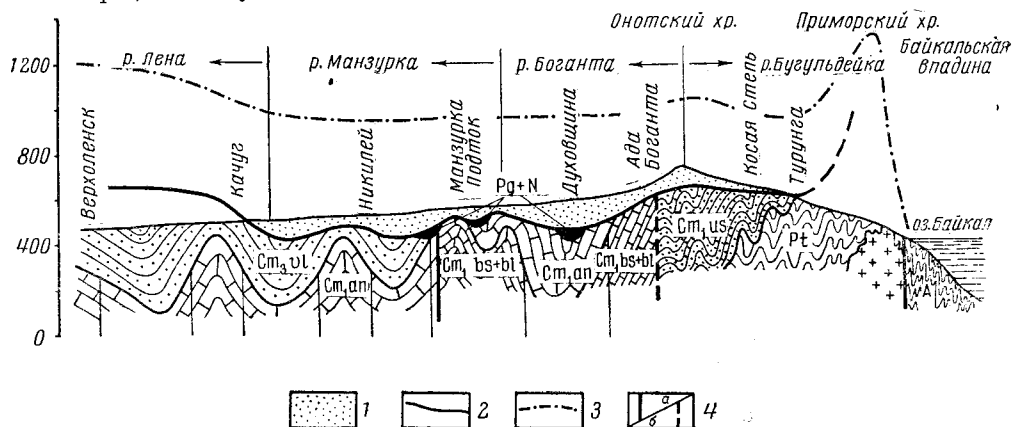


Рис. 58. Продольный профиль современных рек и тальвега древней долины Пра-Манзурки между Качутом и Косой Стенью.

1 — манзурский аллювий; 2 — древний тальвег; 3 — вершинная поверхность плоскогорья; 4 — разломы: а — активные в кайнозое, б — пассивные в кайнозое

ности, соответствуют более ранним стадиям первого этапа расчленения и формирования красноцветной формации. Последняя открывает новый этап в истории кайнозойского осадконакопления и развития рельефа и, видимо, гораздо ближе к собственно четвертичным отложениям, нежели к миоцен-нижнеплиоценовым. Поэтому нижнюю границу антропогена местной стратиграфической схемы следовало бы проводить по подошве красноцветной формации, включая ее в нижний ярус эоплейстоцена схемы В. И. Громова. В традиционном понимании объема четвертичного периода красноцветная формация должна быть отнесена к позднему неогену, точнее — к верхнему — среднему плиоцену. Все более поздние отложения, естественно, входят в состав собственно четвертичной системы. На Ангаро-Ленском междуречье и в Западном Прибайкалье их разрез начинается манзурским аллювием, в котором, несмотря на тщательные поиски, не удалось обнаружить палеонтологических остатков. Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о значительно большей залесенности территории междуречья по сравнению с предыдущим этапом, для которого были характерны степные и лесостепные ассоциации. В лесах преобладали ели секций *Euricea* и *Omorica*, тсуги и сосны; присутствие единичной пыльцы лещины, ореха и ольхи позволяет предположить, что лиственные формы играли подчиненную роль. Обилие в некоторых комплексах травянистой растительности указывает на все еще широкое распространение степных участков.

Климат времени накопления манзурского аллювия был умеренным; по сравнению с предыдущей эпохой он стал заметно прохладнее. Это похолодание ясно отразилось и в литологии аллювия: резко, без предварительной подготовки, возросла его полимиктовость, количество поступавав-

шего в отложение полевого шпата сравнялось с количеством кварца и даже стало преобладать; аналогичные изменения произошли и в соотношении стойких и неустойчивых минералов тяжелой фракции. Эти особенности минерального состава манзурского аллювия четко видны при сравнении с красноцветным аллювием (рис. 23, 24, 25), для которого типичны бедность спектра легких и тяжелых минералов и преобладание среди них стойких к выветриванию, т. е. признаки мономиктовости. В связи с этим нужно вспомнить о крупных глыбах, которые встречаются в одиночку на различных уровнях разреза манзурского аллювия и выглядят случайными компонентами среди песчаных или галечно-песчаных отложений. Их наличие можно объяснить лишь переносом с ледниками. Нельзя также упускать из виду и то обстоятельство, что начавшийся в неогене дифференцированный подъем Байкальского свода мог привести в конечном счете к «протыканию» местной снеговой границы и зарождению в высших точках свода первых ледников. Признаки такого раннего оледенения недавно описаны С. Г. Мирчинк на Витимо-Патомском нагорье, где оно имело вид небольших ледниковых покровов на наиболее высоких частях водоразделов, с которых спускались короткие языки в верховья речных долин. На остальной части нагорья в это время накапливались мощные толщи — до 200—250 м — водно-ледниковых кварцево-полевошпатовых песков, покрывших выработанный ранее эрозионно-аккумулятивный рельеф и связанные с ним золотоносные россыпи (Мирчинк, 1960). Весь цикл событий от начала расчленения древней поверхности глубокими долинами и до заполнения их мощными кварцево-полевошпатовыми песками, объединяемый ею в один этап развития рельефа нагорья, поразительно похож на ход палеогеографических явлений в Западном Прибайкалье и на Ангаро-Ленском междуречье в промежуток времени от начала выработки древних долин и до заполнения их мощным манзурским аллювием.

В среднем течении р. Лены манзурскому аллювию синхронен аллювий 120—140-метровой террасы, с поверхностью которой у Качуга, т. е. на сопряжении Верхоленского поднятия с молодым Прибайкальским прогибом, сливается верхний уровень аккумуляции манзурской свиты. В долине Ангары этому времени, видимо, соответствует аллювий VII террасы высотой не менее 70—80 м, содержащей остатки *Equus cf. sanmeniensis* — представителя таманского фаунистического комплекса. Эта терраса расположена непосредственно ниже террас с характерным красноцветным аллювием, что также говорит о правильности предложенной корреляции.

Следующим членом разреза антропогена Ангаро-Ленского междуречья является ангинский аллювий, весьма полно охарактеризованный комплексом фауны и флоры. Условия залегания и литологические особенности этих слоев изучены еще недостаточно вследствие их ограниченного распространения, которое, возможно, является только кажущимся.

Ангинский аллювий по всем показателям является «теплым», в том смысле, что он сформировался при относительно мягких климатических условиях, до существенного похолодания климата во время максимального (самаровского) оледенения. На междуречье господствовали темнохвойные леса, в составе которых большое значение имели хвойные *Picea* секции *Eupicea*, *Picea* секции *Omorica*, *Tsuga* sp. с существенной примесью широколиственных форм — *Juglans* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Acer* sp., *Carya* sp.

По данным палиолога Р. Е. Гитерман (1962), примерно такой же характер, но с меньшим участием широколиственных деревьев имела в это время растительность Вилюйской впадины. Растительные зоны располагались значительно севернее их современных границ, величина смещения по широте была, вероятно, не менее 1500 км. О мягком умеренном климате

во всей средней полосе Сибири можно судить еще и потому, что на территории Западно-Сибирской низменности моллюски рода *Corbicula* в отложениях этого времени констатированы в низовьях Иртыша, у 61° с. ш., в непосредственной близости от края наступившего позднее ледникового покрова века максимального оледенения. Северная граница современного ареала моллюсков этого рода лежит на 1500 км южнее этих иртышских находок. Не исключено, что со временем такие моллюски обнаружатся и в границах покровного оледенения, но и без этого ясно, что слои с корбикулами образовались в условиях умеренного климата.

По наличию остатков тираспольского фаунистического комплекса млекопитающих ангинский аллювий без всякого сомнения должен быть отнесен к верхнему эоплейстоцену схемы В. И. Громова или к нижнему плейстоцену традиционной схемы.

В промежуток времени от конца аккумуляции манзурского аллювия и до окончания аккумуляции ангинского аллювия тектонические движения в общих чертах повторили ход движений предыдущего этапа, который, как показано выше, сложился из двух фаз: поднятия, вызвавшего глубокое эрозионное расчленение страны, и опускания, с которым связано заполнение древних врезов манзурским аллювием. В верхнем эоплейстоцене имели место те же фазы, но проявились они в смягченном виде. Началось поднятие и врезание рек в конечную поверхность аккумуляции манзурской свиты, которая расположена сейчас в среднем на высоте около 90 м над современными руслами. В самом начале этого нового этапа произошла частичная перестройка долинной системы, которая выразилась в том, что наряду с использованием древних долинных трасс местами возникли участки эпигенетического заложения. Около последних и сейчас хорошо прослеживаются фрагменты древних долин в виде перевальных седловин на водораздельных грядах. Новое врезание гидрографической сети не достигло, однако, днщ древних (доманзурских) долин, но в то же время зашло глубже современного вреза. Это видно из того, что самые низы ангинского аллювия в пределах Босогольской синклинали залегают на 10—15 м ниже уровня р. Анги. Глубина врезания до начала накопления ангинского аллювия достигла, таким образом, 100 м. И только после этого, в связи с новым опусканием Прибайкальского прогиба, стал накапливаться ангинский аллювий, формирование которого шло, подобно манзурскому аллювию, по констративному пути. Его полная мощность не превышает 60 м, и там, где он сохранился, он является, как и манзурский аллювий, цоколем ниже- и верхнеплейстоценовых террас. Отсюда видно, что ангинский аллювий — это не продолжение аккумуляции манзурского; он отделен от нее фазой преобладающего эрозионного расчленения. Следовательно, можно предсказать, основываясь на аналогии с предыдущим этапом, что этой фазе должны соответствовать только ей присущие аллювиальные и другие отложения на погребенных под ангинским аллювием цокольных террасах. Его накоплением завершился второй этап, или цикл, развития долинной системы Ангаро-Ленского междуречья, повторивший в основных чертах последовательность событий предыдущего этапа (цикла).

В долине верхнего и среднего течения Лены фазе вреза и ангинскому аллювию соответствуют аллювиальные отложения цокольных террас высотой от 70—80 до 100—120 м, которые, по данным М. Н. Алексева, Н. П. Куприной, А. И. Медянцева и И. М. Хоревой (1962), относятся к позднему эоплейстоцену и к нижнему плейстоцену. В верхнем течении Ангары этому циклу соответствует аллювий 50—60-метровой террасы с остатками поздней формы *Equus cf. sanmeniensis* и нижние горизонты покровных суглинков с остатками крупных лошадей типа *Equus cf. mosbachensis*.

Среди высоких террас в долине Ангары 50—60-метровая — самая широкая. На это обстоятельство обратили внимание Э. И. Равский (1959б), С. С. Воскресенский (1959), В. А. Растворова и Е. И. Сахарова (1959). Оно обусловлено стабилизацией эрозионного вреза и выработкой на этом уровне широкого днища долины. Иными словами, формирование 50—60-метровой террасы протекало в обстановке несколько замедленного тектонического поднятия. Влажный климат обеспечивал многоводность реки. Ее русло местами расщеплялось на ряд рукавов, разделенных низкими островами поймы. Последовавшее затем усиление темпа поднятия привело к интенсификации эрозионного процесса. К этому моменту приурочено начало образования в долине верхней Ангары первых цокольных островов, которые являются, на наш взгляд, прямыми показателями обострения глубинной эрозии, стимулированного поднятием. Острова позже превратились в останцы обтекания. Таковы останцы у сел Нижнее Суворово, Баля и Громы, соединенные со склонами долины посредством низких террас. Лишь один из островов, а именно Нижний Каменный, сохранился до сих пор в первоначальном виде.

Вероятно, в это же время получили широкое развитие озерные бассейны в Присаянье, оставившие по периферии Кито-Ангаро-Окинского междуречья, на том же 50—60-метровом уровне, довольно мощные суглинки, илы и пески.

По окончании аккумуляции ангинского аллювия на Ангаро-Ленском междуречье начался новый, по сути дела не законченный до сих пор этап эрозионного углубления, в течение которого сформировались аллювиальные свиты нижне- и верхнеплейстоценовых террас. К сожалению, из-за ограниченности наблюдений над их разрезами (по причине плохой обнаженности) детали развития этого процесса выяснены пока недостаточно. Те факты, которыми мы располагаем, позволяют с уверенностью говорить о том, что он протекал в условиях медленного и прерывистого поднятия территории междуречья и хребтов Байкало-Ленского водораздела, в условиях похолодания климата и начавшегося затем мощного горного оледенения. Это последнее наложило заметный отпечаток на литогенез и текстурные особенности отложений.

Самые ранние террасы рассматриваемого этапа, высотой 25—35 м, сформировались, по-видимому, еще до начала оледенения. В составе пальцевых комплексов аллювия совершенно отсутствуют экзотические хвойные и широколиственные породы, игравшие заметную роль в древесной растительности предыдущего этапа. Это свидетельствует об изменении климата в сторону похолодания, о приближении начала максимального оледенения. На доледниковый возраст речных отложений на уровне 25—35 м указывает также находка зубов *Mammuthus trogontherii* в пади Малый Кот, независимо от того, являются ли вмещающие их отложения субаэральными, как это казалось Н. И. Соколову (1957), или же аллювиальными, как считает Э. И. Равский (1960). В том и другом случае аллювий 25—30-метровой террасы долины Куды должен быть отнесен к нижней половине нижнего плейстоцена.

Все более низкие террасы и кроющие их суглинки и супеси относятся к собственно ледниковому кварталу. Установление перигляциального режима сопровождалось заселением Прибайкалья и Приангарья представителями верхнепалеолитического комплекса фауны, появлением холодостойкой растительной ассоциации, ландшафтов тундро-степи и лесотундры и мощным развитием криогенных явлений, следы которых запечатлены в разнообразных нарушениях слоистой текстуры осадков. В одних случаях криотурбации перекрыты аллювием 12—17-метровых террас (см. рис. 33), в других являются по отношению к нему явно наложенными (см. рис. 31). Эпигенетические мерзлотные деформации в виде грунтовых клиньев наблюдались и в разрезе аллювия 8—10-метровой террасы

Хоготской долины. Эти данные как будто свидетельствуют о наличии в отложениях нижнего и верхнего плейстоцена минимум двух горизонтов мерзлотных деформаций, которые отмечают, по-видимому, кульминации суровости климата. Возникновение криотурбаций нижнего горизонта можно условно отнести к нижнеплейстоценовому (максимальному) оледенению, а возникновение криотурбации верхнего горизонта — к верхнеплейстоценовому оледенению. К сожалению, вследствие бедности и невыразительности полученных нами спорово-пыльцевых спектров из аллювиальных отложений 12—17-метровых террас невозможно судить о характере климата во время их накопления.

Положение аллювия между двумя горизонтами криогенных текстур позволяет лишь условно рассматривать его в качестве «межледникового» образования, но подобных признаков явно недостаточно, чтобы быть в этом полностью уверенным.

Более определенная картина последовательности развития основных событий в нижнем и верхнем плейстоцене восстанавливается при изучении разрезов в долине Ангары и ее главных притоков.

После формирования VI террасы (50—60 м) темп врезания Ангары несколько усилился. Из серии новых террас самая ранняя — 35—45-метровая — сформировалась до установления перигляциального режима. В ее аллювии и залегающих непосредственно на нем покровных суглинках содержатся остатки костей *Equus cf. chosaricus*, а местами — богатая малакофауна без признаков угнетенности. В грязно-зеленых, слоями проохренных пойменных суглинках 45-метровой террасы в окрестностях Усолья наблюдались тонкие линзы бурого ила, обильно насыщенного раковинами моллюсков *Pisidium amnicum* (Müll.), *Sphaerium compressum* (Mous.), *Radix ovata* (Drap.), *R. lagotis* (Schr.), *R. pereger* (Müll.), *Gyraulus laevis* (Ald.), *Limnea stagnalis* (L.), *Hipperrantis riparius* (West.), *Vallonia pulchella* (Müll.). В спорово-пыльцевом спектре пыльца древесных растений преобладает (70—80%) над пылью различных трав и кустарников. В составе древесной пыли доминируют хвойные — много сосны, значительно меньше сибирского кедра и ели, очень мало пихты; лиственные формы представлены пылью березы, ольхи и единичными экземплярами лещины и дуба; встречаются споры зеленых мхов и папоротников. Подобный спорово-пыльцевой спектр указывает на развитие темной хвойной тайги, с тенденцией к осветлению (много пыли сосны). По сравнению с флорой времени накопления ангинского аллювия в растительности начала нижнего плейстоцена не улавливаются экзотические хвойные, орех, липа, клен, вяз, заметно уменьшается значение зеленых мхов и папоротников, но возрастает роль разнотравья в связи с вторжением в осветленные леса степных участков. Эти изменения в характере растительности отражают наметившуюся тенденцию к похолоданию и увеличению сухости климата.

Установление перигляциальных условий произошло не ранее времени формирования 25—32-метровой террасы (террас). К сожалению, ни нам, ни нашим предшественникам не удалось найти в ее аллювии характерные для этих условий фаунистические и флористические микроостатки. В спорово-пыльцевых спектрах (разрезы у устья р. Унги, у дер. Мучная Степь, на Среднем Каменном острове, у Заярска) преобладает пыльца травянистых растений — *Artemisia* sp., семейств *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Leguminosae* и др.; древесные породы представлены пылью *Betula* sp., *Pinus silvestris*; споры мхов и папоротников почти отсутствуют. В момент аккумуляции речных отложений этого уровня территории Приангарья была занята степями и массивами березово-соснового редколесья. Такая растительность, очевидно, развивалась в условиях значительного ухудшения климата и начавшегося оледенения. К этому времени следует отнести и возникновение эпигенетических криогенных пертурбаций первич-

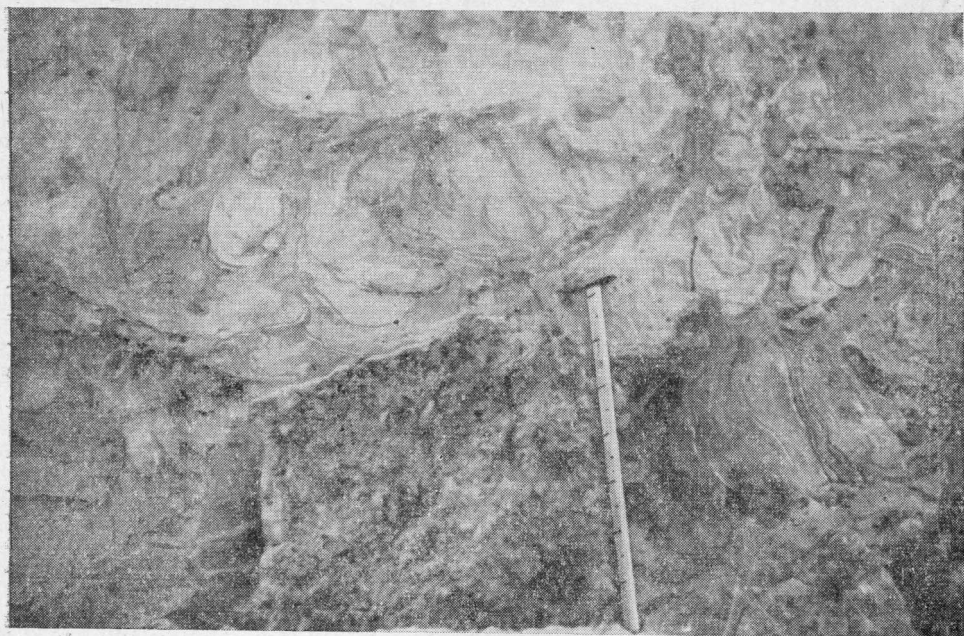


Рис. 59. Текстура «кипения» в аллювиальных песках 70—80-метровой террасы р. Ангары; в низу снимка виден «столб» галечника (Усть-Окинское расширение)

ной текстуры аллювия 40—45-метровой и 70—80-метровой террас в Усть-Окинском озеровидном расширении (рис. 59, см. рис. 37, 38).

Косвенные признаки перигляциального режима обнаруживаются также в строении аллювия IV террасы по «сверхнормальной» мощности мелкоземистой пойменной фации. Последняя, как отмечалось при описании аллювия ангарских террас, достигает мощности 5—8 м против 3—4 м для современной поймы и низких надпойменных террас. Эта особенность аллювия объясняется значительным колебанием расхода воды в реке в течение года. Неравномерность речного стока в перигляциальной зоне обусловлена тем, что в зимние месяцы расходы воды были малыми, а в летнее время, вследствие таяния снега и льда и минимальной фильтрации талых вод через слой вечной мерзлоты, возникали высокие паводки. На это обстоятельство указал также Э. И. Равский (1961) при рассмотрении перигляциальных явлений плейстоцена Восточной Сибири.

О климатических условиях времени формирования следующей (III, 16—20-метровой) террасы данные противоречивы.

М. П. Гричук (1959) в низах аллювия 15—25-метровых террас среднего течения Ангары установила относительно «теплый» спорово-пыльцевой комплекс, свидетельствующий, по ее мнению, о возвращении в бассейн Ангары после века максимального оледенения темнохвойных лесов с примесью некоторых широколиственных пород.

В русловых косослоистых песках 16—20-метровой террасы правого берега Белой у с. Мальты нами собраны многочисленные и хорошо развитые *Galba palustris* Held., *Gyraulus centrifugus* (West.), *Radix ovata* (Drap.), *Pisidium amnicum* (Müll.). На левом берегу Белой неподалеку от Шамотного завода в пойменных суглинках этой же террасы встречены *Galba palustris turricula* Held., *Gyraulus laevis* (Ald.), *Anisus spirorbis* L., *Physa acuta* Drap., *Succinea putris* (L.), также не имеющие признаков угнетенности. С другой стороны, в русловом аллювии района Мальтинской стоянки И. В. Арембовским обнаружены кости такого высокоарктического животного, как *Lemmus obensis*, а Э. И. Равский в Буретском карьере на

левом берегу Ангары в толще мощных русловых галечников и песков наблюдал псевдоморфозу по ледяному клину.

Из этих данных трудно сделать какие-либо определенные выводы. Напрашивается предположение о формировании аллювиальной свиты при изменявшейся во времени климатической обстановке. Как было показано выше, примером такого «биклиматического» накопления является аллювий 6—8-метровой террасы, сформировавшийся в самом конце плейстоцена — начале голоцена, в условиях преобразования климата ледниковой эпохи в современный. Возможно, что и накопление аллювия 16—20-метровой террасы протекало при существенной перестройке климата, и в таком случае не должно казаться странным сосуществование в одной аллювиальной свите признаков относительно сурового климата и более мягких климатических условий. Судить о том, в каком направлении шло изменение климата — в сторону увеличения его суровости или же наоборот, на основании имеющихся фактов не представляется возможным.

Черты холодного климата гораздо ярче выступают в характере аллювия и органических остатков следующей, 10—15-метровой террасы. По данным Д. В. Борисевича (1948 г.) и В. Д. Войлошникова (1960 г.), аллювий этой террасы в долине р. Белой у Вознесенского завода состоит из переслаивания илов и песков на глубине около 10 м с прослоем торфа мощностью 0,3 м. Палеокарпологическим анализом торфяника, проведенным П. А. Никитиным по сборам Д. В. Борисевича, установлена богатая флора, преимущественно травянистых растений, со значительной примесью обитателей полярных тундр или альпийской зоны (*Polygonum vivarum*, *Salix polaris*, *Potentilla nivea*, *Ranunculus auricomus*, *Betula nana* и др.). В слое торфа встречаются наземные и пресноводные моллюски: *Succinea putris* L., *Vallonia tenuilabris* Br., *V. pulchella* Müll., *Radix ovata* Drap., *Radix auricularia* (L.), *Gyraulus gredleri* (Bielz.), *Gredler* var. *borealis* Loven. У дер. Больше-Бельской В. Д. Войлошниковым в илах той же террасы обнаружены *Aplexa* sp., *Stagnicola palustris*, *Pupilla muscorum*, *Radix pereger* с признаками условий, неблагоприятных для роста и развития. В спорово-пыльцевых спектрах из илов преобладает пыльца травянистых растений.

Разрез 10—12-метровой террасы на острове ниже с. Евсеево до глубины 6 м (ниже задерновано) также сложен волнистослоистыми супесями, илами и песками зеленовато-серого и темно-серого цвета, с разрозненной галькой и короткими линзами мелкого галечника. В плах встречается довольно много мелких и тонкостенных раковин наземных моллюсков: *Eulota fruticosa* Müll., *Succinea putris* L., *S. pfefferi* Rossm., *Vallonia tenuilabris* Br. Здесь же найден зуб *Equus caballus* subsp. (мелкая форма лошади). Слои оказались палинологически немymi.

В карьере на левом берегу Белой, у моста близ Мальты, в верхней части аллювия, залегающего под трехметровой толщей покровных супесей с костями первобытного бизона и сибирского носорога, имеются признаки сингенетических нарушений текстуры, вероятно, криогенного происхождения. Более четко здесь выражены эпигенетические грунтовые жилы, внедряющиеся из верхнего горизонта в лежащую ниже толщу аллювия (рис. 60). Как и в описанных выше разрезах, речные отложения здесь во всей видимой мощности (6 м) представлены илами и песками, причем последние обычно содержат значительную примесь глинисто-алевритовых частиц. Шурфом в днище карьера те же отложения вскрыты на глубину еще 1,5 м. Слоистость горизонтальная, нечеткая, в отдельных прослоях заметны тонкие косонаслоенные пакетики.

Характерную черту строения аллювия 10—15-метровой террасы составляет отсутствие резкой разницы в составе пойменной и русловой фаций, которая очень типична, например, для аллювия 16—20-метровой террасы и современной поймы.



Рис. 60. Криотурбация в пойменном аллювии 10—15-метровой террасы р. Белой (левый берег у с. Мальты)

Там, где довелось наблюдать полные разрезы свиты, от коренного цоколя до кровли, в ее основании отсутствует мощный галечниковый горизонт. Толщина слоя базального галечника не превышает 1—2 м, нередко он образует всего лишь тонкий поясик мощностью 20—30 см, поверх которого залегают русловые параллельно и косо наслоенные пески и супеси, плавно переходящие затем в слабо сортированные пойменные наносы.

Эта особенность состава и строения аллювия, по всем признакам, обусловлена уменьшением живой силы русловых потоков вследствие ухудшения питания их атмосферными осадками и грунтовыми водами. Это могло происходить в условиях прогрессирующего оледенения и развития вечной мерзлоты, когда часть атмосферных осадков извлекалась из ежегодного круговорота на образование глетчеров, фирна и ледового цемента криолитовой зоны. В зимний период живая сила рек была минимальной, а в течение коротких летне-осенних паводков значительная часть энергии потоков расходовалась на перенос солифлюкционной мути, обильно поступающей со склонов речных долин. Все это и обусловило относительную мелкоземистость аллювия и недоразвитость горизонта базального галечника 10—15-метровой террасы.

Стадии формирования аллювиальной свиты соответствует нижний горизонт делювиально-солифлюкционных суглинков на Мальтинской стоянке. В конце аккумуляции, по-видимому, уже в условиях начавшегося потепления, на берегах Белой появились палеолитические поселения. Но похолодание климата времени накопления аллювия 10—15-метровой террасы, очевидно, было не последним, ибо имеются хорошо различимые признаки еще одной стадии обострения криогенных явлений. К ним относятся многочисленные грунтовые псевдоморфозы по ледяным клиньям, наблюдаемые преимущественно в верхних горизонтах покровных суглинков. К явлениям того же порядка принадлежит и разрыв культурного горизонта мальтинской стадии верхнего палеолита (рис. 46), а также довольно мощные солифлюкционные накопления под культурным слоем

раннего мезолита (бадайская стадия) в карьере Шамотного завода (рис. 41). В конце этой последней волны похолодания началось формирование аллювиальной свиты I надпойменной террасы, которое завершилось уже в современной геологической обстановке.

Итак, суммируя отмеченные выше признаки изменения климатических условий в течение плейстоцена, можно констатировать минимум три фазы похолодания. Самая ранняя из них относится ко времени формирования аллювия 25—32-метровых террас и соответствует веку максимального оледенения. Аллювий 16—20-метровой террасы содержит противоречивые палеоклиматические признаки и, видимо, соответствует фазе смягчения климата. Вполне определенно вырисовывается перигляциальный облик аллювия 10—15-метровой террасы; его формирование протекало во вторую фазу холодного климата, которая отделена от первой фазы значительным промежутком времени формирования аллювия 16—20-метровой террасы. Третья фаза похолодания, криотурбации которой проявились между мальтинской стадией верхнего палеолита и стадией бадайской культуры, была заключительной в развитии плейстоценового оледенения Восточной Сибири. Если наше предположение о соответствии III фазы похолодания веку зырянского (валдайского) оледенения правильно, то, очевидно, вторую фазу похолодания следует связывать с веком тазовского (московского) оледенения. Если же исходить из положения, что третья фаза соответствует сартанской стадии оледенения, то следует возраст второй фазы отнести к веку зырянского оледенения. Но в таком случае резко «омолаживается» мальтинская стадия развития палеолита: она переходит на самый конец вюрмской эпохи с горизонтами развитой мадленской культуры. Однако М. М. Герасимов, Г. П. Сосновский, В. И. Громов, И. В. Арембовский и П. П. Ефименко считают Мальтинскую стоянку типичнейшим памятником ориньякско-солютрейской эпохи, поэтому делювиально-солифлюкционные суглинки (вторая фаза похолодания), подстилающие культурный слой, логичнее относить к веку тазовского (санчуговского) оледенения.

К сожалению, отсутствие ясных представлений о характере изменения растительности в течение плейстоцена не позволяет судить об амплитуде климатических изменений, в частности — о степени смягчения климата между фазами похолодания. Можно, однако, думать, что потепления эти не были значительными и в лучшем случае достигали степени современного климата.

В эоплейстоценовой эпохе мы находим признаки пока лишь одного похолодания, приблизительно соответствующего веку жуинского (домаксимального) оледенения Витимо-Патомского нагорья¹. Это древнейшее похолодание сменилось в верхнем эоплейстоцене (время накопления ангинского аллювия) волной наиболее значительного в течение антропогена смягчения климата, когда в темнохвойных лесах существенное значение приобрели термофильные лиственные деревья. Это потепление условно можно сравнивать с веком тобольского (лихвинского) межледниковья, а похолодание времени накопления манзурского аллювия — с веком дьяньянского (окского) оледенения.

¹ Признаки этого оледенения описаны С. Г. Млрчинк (1960) и Е. Я. Синюгиной (1960).

Другие вопросы геологии кайнозоя Иркутского амфитеатра (заключение)

Изложенным выше как бы подведена основа для формационного расчленения толщи кайнозоя южных районов Восточной Сибири. Понимая, вслед за Н. М. Страховым, Н. С. Шатским, В. П. Казариновым, К. В. Боголеповым и В. Н. Разумовой, осадочную формацию как естественное сообщество пород, состав которого отражает определенную ландшафтно-тектоническую обстановку, и учитывая особую роль климата в оформлении облика континентальных формаций, мы различаем в вертикальном разрезе кайнозоя два типа формаций: 1) равнинные и 2) орогенные. Разделение этих двух типов формаций до «вида» производится по климату. В первом типе различаются: а) формация гумидного теплого климата (олигоцен) и б) формация переходного климата (миоцен — нижний плиоцен). Во втором типе применительно к широтам Прибайкалья можно выделить: а) формацию переходного климата (нижний эоплейстоцен) и б) формацию гумидного умеренного прохладного климата (средний эоплейстоцен)¹. Если бы ритм крупных климатических изменений в рассматриваемом регионе был медленнее ритма изменений тектонического режима, то, очевидно, таксономические подразделения первого порядка следовало бы выделять с учетом климата, расчлняя их далее на отдельные виды по характеру тектонического или геоморфологического режима.

Указанные генетические типы формаций можно классифицировать также по характеру вещественного состава и степени участия в осадках аллохтонного материала (табл. 12). Специфические литолого-фациальные черты каждой формации рассмотрены выше. Стоит лишь подчеркнуть, что равнинные формации во времени «изживаются» орогенными, при этом резко возрастает формациеобразующее значение аллохтонного обломочного материала.

На конечном этапе накопления, в связи с истощением резерва выветрелого материала, отложения становятся полностью полимиктовыми, и вместе с тем подавляются хемогенное и органогенное накопления, весьма типичные для ландшафтно-тектонических условий олигоцена и миоцена — нижнего плиоцена.

Такой ход развития осадочного процесса свойствен практически всему югу Сибири. Местные условия вносили в него свои дополнения, не изменяя, однако, его сущности.

Для полноты обзора кайнозойских отложений необходимо коснуться некоторых основных особенностей развития новейших движений Иркутского амфитеатра и их структурного воплощения. Детальное рассмотрение кайнозойского тектогенеза может быть темой самостоятельной работы,

¹ Вопрос о расчленении собственно четвертичных отложений требует особого подхода и здесь не рассматривается.

Кайнозойские формации краевой зоны юга Сибирской платформы

Возраст	Климат	Типы формаций	
		орогенные	равнинные
Олигоцен	Гумидный теплый		Сероцветная каолиновая лигнитовая (угленосная автохтонная формация (каменская свита)
Миоцен — нижний плиоцен	Переходный		Зеленоцветная и сероцветная монтмориллонитовая слабокарбонатная автохтонная формация (бандайская, халагайская свиты)
Нижний эоценоцен (средний — верхний плиоцен)	Переходный	Красноцветная монтмориллонитовая слабокарбонатная аллохтонная формация (красноцветные отложения)	
Средний эоценоцен (верхний плиоцен)	Гумидный прохладный	Сероцветная полимиктовая аллохтонная формация (манзурский аллювий)	

поэтому в настоящей монографии мы ограничимся лишь краткой характеристикой молодых тектонических движений, которая непосредственно вытекает из изложенного выше материала. Внимание будет сосредоточено в основном на территории Ангаро-Ленского междуречья.

Выходы третичных отложений здесь, как уже отмечалось, образуют в современном срезе ряд протяженных параллельных полос, вытянутых в северо-восточном, байкальском направлении (рис. 61). В отдельных поперечных сечениях через междуречье их насчитывается до четырех.

Уже в самом факте такого строгого параллелизма и совпадения полос с планом структур более древних ярусов нельзя не видеть некоторой общей причины. На эту упорядоченность выходов третичных отложений и грядово-долинного рельефа в зависимости от структур докайнозойского субстрата указал в свое время Е. В. Павловский (1948). Им же было высказано предположение о том, что складчатые структуры Ангаро-Ленского междуречья продолжали развиваться в течение кайнозоя в том же плане и направлении, что и в мезозое. Признаки унаследованного развития автор видел прежде всего в приуроченности к синклиналям юры третичных и довольно мощных (до 100 м) четвертичных отложений.

Это мнение встретило, однако, возражения со стороны Б. А. Иванова (1950). Превосходно аргументирован конседиментационный характер структур юрской толщи юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна, этот исследователь пришел к отрицанию сколько-нибудь существенной роли молодых движений в оформлении прибайкальского крыла

юрского прогиба и его частных складчатых форм — синклиналей и антиклиналей.

Игнорирование преемственности в развитии мезозойской и новейшей структуры явилось следствием недостаточной в то время изученности кайнозойских отложений: третичные отложения еще не отделялись от юрских, а четвертичные, как казалось Б. А. Иванову, имеют мощность не более 20—30 м. В действительности же суммарная стратиграфическая мощность кайнозоя достигает 500 м — величины, внушительной даже для краевой зоны платформ.

Речь идет, однако, не о непрерывном развитии структуры начиная с юры и до антропогена включительно. Между юрским и кайнозойским накоплением вклинивается большой промежуток времени (во всяком случае, весь верхний мел и большая часть палеогена), в течение которого юг Восточной Сибири находился в состоянии относительного тектонического покоя и был охвачен площадным корообразованием. После мел-палеогенового перерыва, развитие структур, говоря словами Е. В. Павловского, шло в том же плане, что и ранее, но качественная сторона этого процесса была во многих отношениях глубоко специфичной.

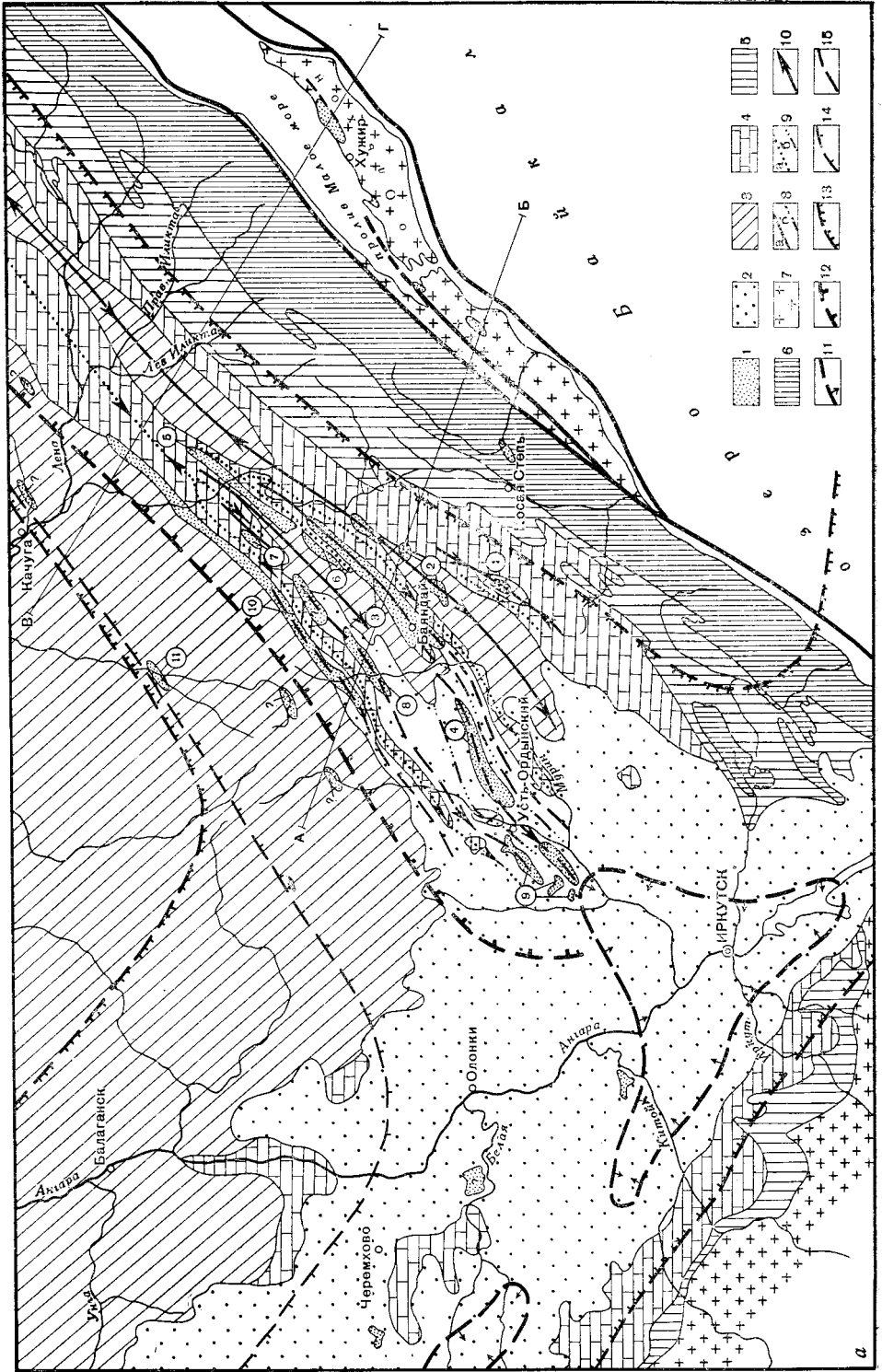
Полосы третичных отложений довольно точно «вписываются» в ядра синклиналей юры и кембрия (рис. 61). Весьма четко эта особенность обнаруживается на северо-восточном замыкании контура юрских отложений, где его линейно-лопастные очертания обусловлены общим поднятием юрского прогиба и восстанием шарниров дополнительных складок в том же направлении. Залегающие в синклиналях третичные отложения на широте с. Баяндай трансгрессивно переходят на отложения верхнего и нижнего кембрия, причем здесь их полосы местами отклоняются от ядер складок в палеозое.

В поперечных сечениях через полосы (рис. 62) всегда обнаруживается синклинальная структура третичных отложений. Она ясно подчеркивается пластами лигнита, которые плавно восстают от середины к периферии полос, выклиниваясь еще до соприкосновения с фундаментом из юрских и кембрийских отложений.

Складчатая структура третичной толщи теперь несомненна. Это очень плоские синклинали, наклон крыльев которых колеблется от 3 до 10°. Они симметричны, но иногда их шарниры прижаты к юго-восточному борту складок постели. Асимметрия такого типа была в свое время подмечена Е. В. Павловским в складках кембрия (Павловский и Фролова, 1955). Тенденции к «перекоосу» складок, обусловленные преобладанием складкообразующих усилий со стороны байкальского пояса, сохранились и в кайнозое.

Гранулометрический состав отложений в осевой зоне и на крыльях складок остается в общем одинаковым. Однообразие состава наводит на мысль, что полосы третичных отложений представляют собой остаток некогда более сомкнутого покрова, испытывавшего постседиментационную складчатость и теперь основательно размытого. Однако достаточно обратить внимание на ясно выраженную автохтонию материала, как станет понятно, что каждая складка являлась самостоятельным линейным бассейном аккумуляции, загружавшимся в основном материалом, приносимым с соседних антиклинальных гряд. Такой тип питания бассейнов терригенным материалом (самопитание) не оставляет сомнений в специфически конседиментационном характере третичных отложений в синклиналях. Одновременностью накопления осадков и роста складок обусловлено и выклинивание угольных пластов на крыльях (рис. 62).

В современном срезе междуречья третичные отложения размещены неравномерно. Их относительно много во внутренней зоне Прибайкальского краевого прогиба. Здесь они слагают протяженные на десятки километров полосы, достигая местами мощности 250—300 м (Хоготская,



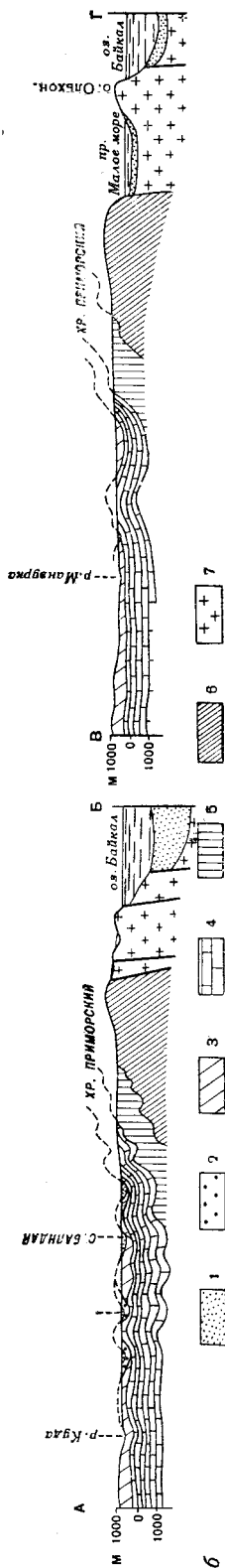


Рис. 61. Схема геологического строения Западного Прибайкалья с элементами мезокайнозойской тектоники.

а — карта; б — разрез
 1 — третичные отложения; 2 — юра; 3 — верхний кембрий (ленский ярус); 4 — нижний кембрий (алданский ярус); 5 — нижний кембрий (ленский ярус); 6 — протерозой; 7 — архей; 8 — шарниры синклиналей; 9 — в кембрийских отложениях, 6 — в кембрийских отложениях; 9 — шарниры англичаней; а — в кембрийских отложениях, б — в юрских отложениях; 10 — погружение шарниров; 11 — зоны максимальной мощности юрских отложений; 12 — северо-западная граница выгубленной зоны Прибайкальского кайнозойского прогиба; 13 — границы юрского предгорного прогиба; 14 — северная граница возможного осадконакопления в третичное время; 15 — разломы, активные в кайнозое

Прогобы-синклинали третичного времени (цифры на карте): 1—Даниловская; 2—Хамарьская; 3—Хоготская (Балндайская); 4—Ордынская; 5—Карлунская; 6—Старохоготская; 7—Петровская; 8—Нуха-Нурская; 9—Сухохугудская; 10—Кырманская; 11—Магданская; 12—Г—Г—геологические разрезы

Ордынская синклинали). Во внешней зоне прогиба третичные отложения установлены пока в одной Магданской синклинали, их присутствие вероятно в Босогольской синклинали (долина р. Анти), а также в верховьях рек Куленги и Куды (рис. 61), где наблюдаются небольшие депрессии, вытянутые в «байкальском» направлении. Степень «насыщенности третичными отложениями здесь ниже, чем во внутренней зоне. Граница между зонами намечена Кырманской синклиналью, которая вместе с сопряженной с нею Божеханской антиклиналью относится к внутренней зоне. Обе эти зоны различаются также по полноте и интенсивности складчатости нижнепалеозойского яруса. Автономность их развития определилась, следовательно, уже задолго до кайнозоя.

Во внутренней зоне древнего краевого прогиба, обладающей линейной складчатостью промежуточного типа, в третичное время, по существу, продолжался процесс оформления складчатых структур. Рост складок начался в олигоцене (каменная свита) и сопровождался медленной, плавно увеличивавшейся гофрировкой мел-палеогеновой поверхности выравнивания, размывом ее на антиклинальных грядках и погребением под осадками в синклиналях с сохранением коры выветривания.

На границе олигоцене и миоцена развитие складчатых структур, по видимому, несколько приостановилось, и имел место частичный размыв отложений каменной свиты. Признаки коры выветривания в постели баяндайской свиты и относительная грубозернистость ее состава делают такое предположение допустимым. В некоторых сечениях синклиналей (рис. 62) видно, что ядра неогеновых прогибов сдвинуты к северо-западу относительно зон максимальных мощностей каменной свиты, что свидетельствует о миграции осей складок внутрь платформы в связи с частичной перегруппировкой складкообразующих сил в самом начале неогена.

Складки с ядрами из третичных отложений обозначают зону новейшей активизации внешнего края Сибирской платформы, унаследованно развившуюся в рамках юрской предгорной впадины после периода относительного тектонического покоя в мелу и палеогене. В третичное время в этой зоне образовывались автохтонные равнинные формации. Тенденции к превращению ее в структуру предгорного прогиба проявились позже, в эоцено-эолейстоцене.

Со стороны платформы граница зоны совпадает с границей юрской впадины (рис. 61). К северо-западу от нее складки с третичными отложениями не известны: здесь развивались, по-видимому, небольшие куполовидные и брахиантиклинальные поднятия на горизонтальной структуре кембро-силурийского поля.

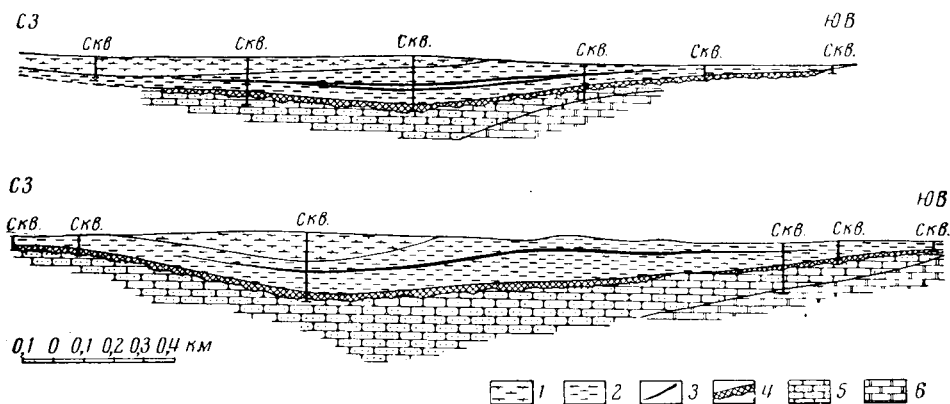


Рис. 62. Поперечные профили через Кырмицкую синклинали в районе села Хара-Нур.

1 — баяндайская свита (неоген); 2 — каменская свита (олигоцен); 3 — бурые угли (лигниты); 4 — кора выветривания (мел-палеоген); 5 — юрские песчаники и конгломераты; 6 — нижнекембрийские доломиты и известняки

Противоположная граница зоны менее определена, ее можно наметить условно по прибайкальскому крылу Самодурово-Вяткинской синклинали. В эту зону, безусловно, нельзя включать мелкие впадины Приольхонья, несмотря на формационное сходство распространенной здесь неогеновой толщи с баяндайской свитой междуречья, ибо развитие молодых структур в собственно Прибайкалье связано с движениями кристаллического фундамента непосредственно, в то время как на междуречье в этом процессе участвовал еще и мощный платформенный чехол, сложно трансформировавшийся движения фундамента.

В начале орогенного этапа (нижний эолейстоцен) депрессионная зона третичного времени вовлекается в быстрое поднятие, ее складки могли испытать в это время дополнительное сжатие под влиянием соскальзывания платформенного чехла по крылу Байкальского свода. В отдельных синклиналях накапливались красноцветные отложения мощностью в несколько десятков метров (Петровская синклинали). Остается неясным, вследствие каких причин в начале орогенного этапа поднятие свода не сопровождалось компенсационным опусканием края платформы и углублением депрессионной зоны третичного времени.

В среднем эолейстоцене на территории междуречья поднятие сменилось относительным опусканием, приведшим к заполнению манзурским аллювием выработанных перед тем глубоких долин. С этого момента активизированная красная зона платформы приобрела черты предгорного прогиба с присущим ему геоморфологическим строением и аккумуляцией

аллохтонного материала, сносимого с гор. Строго говоря, в это время наметились лишь тенденции к такому превращению, потому что успела возникнуть только ткань аллохтонного покрова в виде загруженных мощным аллювием древних долин (рис. 28); сомкнутая толща не сформировалась. Дальнейшая аккумуляция была прервана поднятием в конце среднего — начале верхнего эоплейстоцена.

Последовавшее затем опускание привело к накоплению толщи ангинского аллювия. В настоящий момент, к сожалению, в вопросе о масштабах ее распространения и мощности еще многое неясно, поэтому приходится воздерживаться от каких-либо конкретных выводов о тектоническом режиме рассматриваемой территории в верхнем эоплейстоцене. Наиболее вероятно, что в отрезок времени от окончания аккумуляции манзурского аллювия и до окончания аккумуляции ангинского аллювия тектонические движения повторили в ослабленном виде тот же цикл, что и в нижнем — среднем эоплейстоцене.

В течение всего плейстоцена территория междуречья испытывает общее слабое поднятие, которое знаменует первую фазу нового тектонического ритма, если иметь в виду, что вторую фазу более ранних ритмов составляли опускание и аккумуляция.

В режиме колебательных движений краевой зоны платформы в антропогене намечается, таким образом, определенная цикличность, или ритмичность. Из всех ритмов наиболее значительным по размаху движений был первый. В течение начальной его фазы были выработаны глубокие долины, а в заключительную фазу произошло их заполнение почти до «краев». Каждый последующий ритм по амплитуде и абсолютной продолжительности был, вероятно, слабее предыдущего.

Такова в общих чертах история движений Прибайкальского кайнозойского прогиба. На северо-западе он сопряжен с крупнейшей положительной структурой Иркутского амфитеатра — с Верхнеленским щитообразным поднятием, край которого контролирует распространение мощных третичных и четвертичных отложений внутрь платформы. Возможно, что ритмичность четвертичного накопления в пределах прогиба обусловлена не столько опусканием последнего, сколько воздыманием Верхнеленского поднятия. Его активный рост объясняет такие существенные особенности, как одинаковое высотное положение вершинной поверхности в его пределах и в Приморском хребте (рис. 58), проникновение манзурского аллювия в глубь крыла Байкальского сводового поднятия и плавное убывание во времени несущей способности древней реки — Пра-Манзурки, явившееся следствием выполаживания ее продольного профиля по мере перехода русла на более высокие отметки вслед за воздыманием тектонического «порога».

Юго-восточный край Верхнеленского поднятия представляет собой структурную линию (зону) древнего заложения. С нею совпадает, в частности, внешний (платформенный) край протерозойского краевого прогиба, в тех его границах, которые намечены М. М. Одинцовым и В. А. Твердохлебовым (1962). Само же Верхнеленское щитообразное поднятие в плане довольно точно совпадает с выделенным ими древним валообразным поднятием фундамента. Исторические корни неотектонического поднятия уходят, следовательно, в эпоху становления Сибирской платформы. Довольно резкое сочленение поднятия с Прибайкальским кайнозойским прогибом позволяет присоединиться к высказанному этими авторами мнению, что в фундаменте здесь проходит зона крупного разлома.

Насколько позволяют судить имеющиеся данные бурения, дно древней долины Пра-Манзурки в продольном профиле деформировано (рис. 58). При этом изгибы обнаруживают зависимость от структуры осадочного чехла: в синклиналиях дно опущено на 100—120 м ниже уреза современных рек, а при пересечении антиклиналей оно поднимается близко к

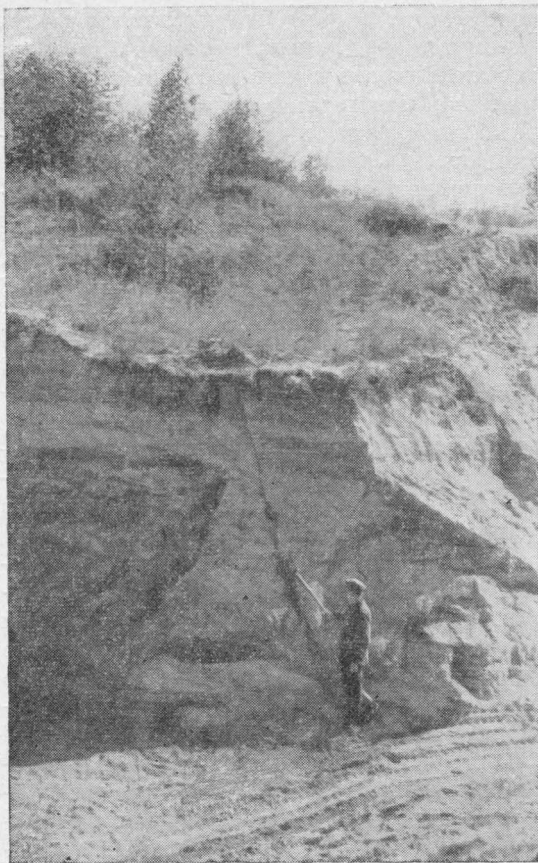


Рис. 63. Сброс в манзурском аллювии; опущено юго-восточное крыло, амплитуда 0,7 м (Карлукская синклинали, окрестности с. Манзурки)

ющиеся в литературе высказывания о том, что рост складок кембрийских, ордовикских и силурийских отложений ограничивался рамками нижнего — среднего палеозоя, нуждаются в переоценке, с учетом возможности проявлений складкообразующих тектонических движений в мезозое и кайнозое. В краевой зоне платформы суммарная величина позднемезозойской и кайнозойской деформации равна величине деформации за весь предшествовавший промежуток времени (палеозой и нижний мезозой) или даже превосходит ее.

Не приходится говорить о более общих колебательных движениях, которые рождаются в глубоких горизонтах земной коры и ясно «просвечивают» в макроформах рельефа поверхности по краям и внутри Иркутского амфитеатра. На них в свое время обратил внимание Н. И. Соколов (1939). Позднее (1957) им же была составлена первая схема неотектоники амфитеатра, в которой, несмотря на ошибки, в принципе правильно отражен общий характер деформации древней денудационной поверхности.

Мы, так же как и Н. И. Соколов, не сомневаемся в том, что террасы Ангары испытали тектоническое изгибание. Чтобы убедиться в этом, достаточно обратить внимание на то, что долина Ангары от истока до устья Оки пересекает разные неотектонические макроструктуры — Прибайкальский прогиб на стыке его с Присаянским и западную кромку щитообразного Верхнеленского поднятия. Результат этой деформации, частично искаженный плоскостным сдвигом, отражается макроформами вершин-

поверхности. Такой характер продольного профиля вряд ли случаен. Он свидетельствует о росте складок в процессе (или даже после) аккумуляции манзурского аллювия, происходившем одновременно с колебательными движениями, о дальнейшем развитии складчатых структур. На их развитие в четвертичное время указывают также мелкие сбросы в толще манзурского аллювия (рис. 63), возникновение которых в ряде случаев невозможно связать с явлениями экзодинамики.

Новейшая тектоника прибайкальской части Ангаро-Ленского междуречья поучительна в том отношении, что показывает, насколько неоправданным является скептицизм многих геологов-тектонистов при оценке роли новейших движений в окончательном оформлении складчатых структур краевой зоны Сибирской платформы. Есть основания думать, что и во внутреннем поле платформы при особенно внимательном изучении будут обнаружены признаки жизни складок в течение кайнозоя. Встречаю-

ной поверхности плоскогорья. Что же касается речных террас, то, как известно, величина их деформации тем больше, чем древнее терраса. Иными словами, тектоническая деформация достигает значений, уловимых при помощи обычных геологических и геоморфологических методов исследования, только для высоких террас. Но крайняя фрагментарность их площадок и аллювия делает эту задачу практически неразрешимой, так как не позволяет ни проследить их на более или менее значительном отрезке долины, ни увязать надежно между собой. Удовлетворительно сохранившиеся террасы, высотой 50—60 м и меньше, не обнаруживают в продольном профиле достаточно четких признаков тектонического изгиба. Создается впечатление, что Н. И. Соколов в своих построениях исходил прежде всего из суммарного результата новейшей деформации, отраженного в гипсометрическом положении вершинной поверхности околодолинного пространства¹. Распределение суммарного результата этой деформации по уровням террас в продольном профиле долины Ангары, с указанием абсолютной величины тектонического искривления каждой террасы, вряд ли убедительно. Полученные результаты, во всяком случае, превосходят возможности метода. Можно с уверенностью судить лишь о качественной стороне процесса. Его количественная оценка станет возможной только при проведении более детальных и более целеустремленных исследований, чем те, которые выполнены до сих пор в долине р. Ангары.

¹ Выполненное нами профилирование околодолинного пространства дало те же результаты, что и у Н. И. Соколова (1957).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А б р а м о в а З. А. Красный Яр — новая палеолитическая стоянка на Ангаре.— Сов. археология, 1962, № 3.
- А л е к с е е в М. Н. Материалы по стратиграфии кайнозойских отложений и геоморфологии центральной части Вилуйской впадины. Алмазы Якутии.— Труды Якут. филиала СО АН СССР, 1961а. Сб. № 6.
- А л е к с е е в М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилуйской впадины и долины нижнего течения реки Лены.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1961б, вып. 51.
- А л е к с е е в М. Н. Стратиграфия четвертичных отложений Вилуйской впадины.— Материалы Всес. совещ. по изуч. четвертичн. периода, 1961в, т. 3.
- А л е к с е е в М. Н., Г и т е р м а н Р. Е., К у п р и н а Н. П., М е д я н ц е в А. И., Х о р е в а И. М. Четвертичные отложения Якутии. В сб.: «Вопросы геологии антропогена». К VI конгрессу в Польше в 1961 г. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- А л е к с е е в М. Н., К у п р и н а Н. П., М е д я н ц е в А. И., Х о р е в а И. М. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 66.
- А р е м б о в с к и й И. В. Археология и проблема изучения стратиграфии четвертичных отложений Прибайкалья.— Труды Иркут. горно-металлург. ин-та, 1942, вып. 3, ч. 2.
- А р е м б о в с к и й И. В. К стратиграфии антропогена Иркутского амфитеатра.— Труды Иркут. ун-та, серия геол., 1951, 5, вып. 2.
- А р е м б о в с к и й И. В. Стратиграфия четвертичных отложений юга Восточной Сибири.— Труды Иркут. ун-та, серия геол., 1958, 14, вып. 2.
- А р с е н ь е в А. В. К вопросу о байкальской нефти. В сб.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока», 1924, № 30.
- А р т е м ь е в Б. Н. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Ольхонского края.— Очерки по землевед. Вост. Сибири, вып. 3. Иркутск, 1926.
- Б е л и ч е н к о В. Г., К о м а р о в Ю. В., М у с и н Ю. Б., Х р е п о в П. М., Ч е р н о в Ю. А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Б е р А. Г. Неогеновые и четвертичные отложения Ишима и низовьев Тобола.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, серия геол., 1938, 16, вып. 1.
- Б е т е х т и н А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Б и л и б и Ю. А. К четвертичной геологии южной части Алданской плиты.— В сб.: «Академику В. А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности», т. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Б о г д а н о в и ч К. И. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии.— Геол. исслед. и развед. работы вдоль линии Сиб. ж. д., 1896, вып. 2.
- Б о г о л е п о в К. В. Новые данные о третичных отложениях Енисейского края.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1955а, 30, вып. 1.
- Б о г о л е п о в К. В. К вопросу об этапах развития третичной растительности в приангарской части Енисейского края.— Докл. АН СССР, 1955б, 100, № 5.
- Б о г о л е п о в К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Б о ж и н с к и й А. П. К истории четвертичного периода Прииркутского участка долины реки Ангары.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, новая серия, отд. геол., 1939, 17 (6).
- Б о л о т и н а И. М., Р а с т в о р о в а В. А., С а х а р о в а Е. И. Эрозионные «котлы» на Ангаре.— Природа, 1961, № 6.
- Б о т в и н к и н а Л. Н. Слоистость осадочных пород.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 59.

- Б о я р с к а я Т. Д. К вопросу о развитии растительности бассейна Ангары в четвертичный период (по результатам спорово-пыльцевого анализа). Палеогеография четвертичного периода СССР. Изд-во МГУ, 1961.
- Б у л м а с о в А. П. О связи региональных магнитных аномалий Сибирской платформы с базальтовым слоем земной коры.— Геология и геофизика, 1962, № 7.
- В а н г е н г е й м Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 48.
- В а р л а м о в И. П. К истории геологического развития Центральной Якутии в верхнемеловое и кайнозойское время.— Изв. Вост. филиалов, 1957, № 3.
- В а х р а м е е в В. А. и П у щ а р о в с к и й Ю. М. О геологической истории Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоанского краевого прогиба в мезозойское время. В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- В е д е н с к и й Л. В. Геологический очерк западной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 33.
- В е л и к о в с к а я Е. М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии.— Докл. АН СССР, 1955, 100, № 6.
- В е л и к о в с к а я Е. М. Красноцветные отложения плиоцена и их развитие на территории СССР, Китая и сопредельных стран. В сб.: «Вопросы стратиграфии и региональной геологии», 1961.
- В о л к о в а В. С. О находке *Corbicula fluminalis* Müll. в низовьях р. Иртыш и ее палеогеографическом значении.— Докл. АН СССР, 1962, 145, № 3.
- В о с к р е с е н с к и й С. С. К стратиграфии четвертичных отложений южной части Средне-Сибирского плоскогорья (бассейна р. Ангары).— Труды Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири. Л., 1957.
- В о с к р е с е н с к и й С. С. Основные черты четвертичной истории Юго-Западного Прибайкалья. В сб.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., 1959.
- В о с к р е с е н с к и й С. С. Геоморфология Сибири. Изд. МГУ, 1962.
- В ы с о ц к и й Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 1896, вып. 5.
- Г е р а к о в Н. И. Стратиграфия кайнозойских отложений Читинской области. В сб.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Забайкалья», Л., 1961.
- Г е р а с и м о в И. П. и Г л а з о в с к а я М. А. Основы почвоведения и география почв. Географгиз, 1960.
- Г е р а с и м о в М. М. Палеолитические находки у переселенческого пункта в Иркутске.— Красведение в Иркут. губ., 1926, № 3.
- Г е р а с и м о в М. М. Мальта — палеолитическая стоянка (предварительные данные). Иркутск, изд. Краевед. музея, 1931.
- Г е р а с и м о в М. М. Поздние палеолитические стоянки р. Белой.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1940, № 6, 7.
- Г е р а с и м о в М. М. Палеолитическая стоянка Мальта (раскопки 1956—1957 гг.).— Сов. этнография, 1958, № 3.
- Г е р б о в а В. Г. К стратиграфии четвертичных образований дельты р. Селенги. Стратиграфическая шкала четвертичных отложений СССР и принципы их корреляции с зарубежными (материалы к проблеме), вып. 32. Изд-во АН СССР, 1959.
- Г е р б о в а В. Г. и Р а в с к и й Э. П. К вопросу о стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений Западного Забайкалья. Материалы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- Г и н з б у р г И. И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
- Г и т е р м а н Р. Е. Основные этапы в истории развития растительности Якутии в течение четвертичного периода и их значение для стратиграфии четвертичных отложений. Автореф. дисс. М., 1962.
- Г р и ч у к В. П. О геологическом возрасте археологических памятников, датированных палеоботаническими материалами.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода. АН СССР (Вопросы стратиграфии и периодизации палеолита, т. XVIII). Изд-во АН СССР, 1961.
- Г р о м о в В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, геол. серия, № 17.
- Г р о м о в В. И. О принципиальной схеме стратиграфического расчленения антропогена.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1957, вып. 13.
- Г р о м о в В. И. О схеме подразделений четвертичной системы на территории СССР и за рубежом.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Г р о м о в В. И., К р а с н о в И. И., Н и к и ф о р о в а К. В., Ш а п ц е р Е. В. Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическом подразделении антропогенной (четвертичной) системы. В сб.: «Вопросы геологии антропогена». К VI конгрессу в Польше в 1961 г. Изд-во АН СССР, 1961.

- Г р о м о в а В. И. Фауна верхнепалеолитической стоянки Мальта близ Иркутска.— Докл. АН СССР, 1941, 33, № 1.
- Д а н и л о в с к и й И. В. Опорный разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и четвертичные моллюски.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, 9.
- Д о м б р о в с к и й В. В. Геологическое строение, литологический состав и полезные ископаемые окрестностей г. Иркутска.— Труды Вост.-Сиб. геол.-гидрогеод. треста, вып. VIII. Новосибирск — Москва — Грозный — Ленинград, 1934.
- Д у б р о в о И. А. Древние слоны СССР, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Е ф и м ц е в Н. А. О характере и количестве оледенений Горного Алтая и Саян. В сб.: «Вопросы геологии антропогена». К VI конгрессу в Польше в 1961 г. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ж а д и н В. И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. Изд-во АН СССР, 1952.
- Ж е м ч у ж н и к о в Ю. А. К вопросу о так называемых третичных отложениях в Иркутской губернии.— Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 10.
- З а к л и н с к а я Е. Д. Вопросы таксономии и номенклатуры ископаемых пыльцы и спор.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 11.
- З а м а р а е в С. М., К у з н е ц о в Г. А., Ц о б и н В. А. О крупной флекуре на юге Иркутского амфитеатра.— Геология и геофизика, 1962, № 1.
- З о л о т а р е в А. Г. Геоморфологическое районирование Иркутской обл. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области», вып. 4. Иркутск, 1962.
- И в а н о в Б. А. Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского каменноугольного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- И в а н в е в Л. Н. Кости ископаемого зубра из долины реки Оки.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., 1958а, вып. 14.
- И в а н в е в Л. Н. Ископаемые страусы Бурят-Монголии.— Природа, 1958б, № 7.
- И в а н в е в Л. Н. Нижняя челюсть трогонтериевого слона (*Elephas trogontheri* Pohl.) из кайнозойских отложений Западного Забайкалья (оз. Гусиное).— Краткие сообщ. Бурятск. комплексн. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, 1959, вып. 1.
- И в а н в е в Л. Н. Гиппарионовая фауна Прибайкалья и Западного Забайкалья. В сб.: «Материалы к конференции по вопросам зоогеографии суши». Тезисы докладов. Алма-Ата, 1960.
- И в а н в е в Л. Н., Ф л о р е н с о в Н. А. Находки остатков гиппариона в долине р. Чикой.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., 1958, № 8.
- К а з а р и н о в В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.
- К и т а й н и к А. Ф., И в а н в е в Л. Н. Заметка о третичных отложениях о-ва Ольхон на оз. Байкал.— Записки Иркут. обл. краевед. музея, Иркутск, 1958.
- К о л о с о в Д. М. Древняя кора выветривания в северо-восточной Якутии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 5.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Водяной орех *Trapa borealis* L. из третичных отложений Тункинской долины в Саяне.— Вестник Геол. ком., 1928, 14, № 9—10.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Развитие ботанико-географических областей северного полушария с начала третичного периода. В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Л а в р у ш и н Ю. А. Основные особенности аллювия равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. В сб.: «Вопросы геологии антропогена». К VI конгрессу в Польше в 1961 г. Изд-во АН СССР, 1961.
- Л а м а к и н В. В. Геологические и климатические факторы эволюции органического мира в Байкале.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1950а, № 15.
- Л а м а к и н В. В. О динамической классификации речных отложений.— Землеведение, 1950б, № 3.
- Л а м а к и н В. В. Подножье Икатского хребта.— Труды Байкал. лимнол. станции АН СССР, 1954, 14.
- Л а м а к и н В. В. Обручевский сброс в Байкальской впадине. В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. 2, Изд-во АН СССР, 1955.
- Л а м а к и н В. В. О стратиграфическом расчленении четвертичной системы в береговой полосе Байкала. В сб.: «Стратиграфическая шкала четвертичных отложений СССР и принципы их корреляции с зарубежными (материалы к проблеме)», вып. 32, Изд-во АН СССР, 1959.
- Л а м а к и н В. В. Четвертичная геология Байкальской впадины и ее горного обрамления. В сб.: «Вопросы геологии антропогена». К VI конгрессу в Польше в 1961 г. Изд-во АН СССР, 1961а.
- Л а м а к и н В. В. К стратиграфии четвертичных отложений и истории растительности в Байкальской впадине. В сб.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. Изд-во АН СССР, 1961б.
- Л о г а ч е в Н. А. О стратиграфии кайнозойских отложений межгорных впадин по данным пыльцевого анализа.— Изв. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, 1957, № 12.

- Л о г а ч е в Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958а, № 4.
- Л о г а ч е в Н. А. О возможности сопоставления разрезов отложений межгорных впадин Прибайкалья по терригенным компонентам.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., 1958б, вып. 14.
- Л о г а ч е в Н. А., А б р а м о в а Т. К. Некоторые особенности геологии кайнозойских отложений юго-восточной части Иркутского амфитеатра.— Труды Вост.- Сиб. филиала АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.
- Л о г а ч е в Н. А. и И о п о в а С. М. О находке моллюсков рода *Corbicula* в четвертичных отложениях Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1962, 143, № 1.
- Л о м т а д з е В. Д. Геологические экскурсии в окрестностях Иркутска. Иркутск, 1938.
- Л у н г е р с г а у з е н Г. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы.— Труды Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Гостоптехиздат, 1957.
- Л у н г е р с г а у з е н Г. Ф. Геологическая история средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири. В сб.: «Материалы совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- М а л и н о в с к и й Ю. В. Кайнозойские отложения и террасы бассейна нижней Тунгуски.— Труды Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Гостоптехиздат, 1957.
- М а р т и н с о н Г. Г. Первые находки неогеновых моллюсков в Иркутском угленосном бассейне.— Докл. АН СССР, 1949а, 67, № 2.
- М а р т и н с о н Г. Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья. Автореф. дисс. Л., 1949б.
- М а р т и н с о н Г. Г. Четвертичные моллюски в древних террасах Ангары и Иркутска.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 1951а, № 16.
- М а р т и н с о н Г. Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья. Труды Байкал. лимнол. станции АН СССР, 1951б, 13.
- М а р т и н с о н Г. Г. Некоторые пресноводные брюхоногие моллюски из неогеновых отложений Иркутского амфитеатра.— Труды Байкал. лимнол. станции АН СССР, 1954, 14.
- М а р т и н с о н Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии.— Труды Байкал. лимнол. станции Сиб. отд. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, 1961, вып. XIX.
- М е д в е д е в Г. И., А к с е н о в М. А. О хронологическом расчленении памятников переходного периода от палеолита к неолиту в Прибайкалье. В сб.: «Отчетная конференция Восточно-Сибирского совета по координации и планированию гуманитарных наук. Тезисы докладов». Иркутск, 1963.
- М и р ч и н к С. Г. Кайнозойская история развития рельефа и формирования россыпных месторождений золота в Восточном Забайкалье. В сб.: «Материалы Второго геоморфологического совещания». М., 1959.
- М и р ч и н к С. Г. К стратиграфии четвертичных отложений в долинах рек Витима и Бодайбо.— Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 30.
- М и р ч и н к С. Г. К стратиграфии четвертичных отложений Ленского и Баргузинского золотоносных районов. В сб.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- М и р ч и н к С. Г., Ш е р с т а н С. Д., при участии Г р и г о р ь е в о й А. И. Геология, геоморфология и золотоносные россыпи центральной части Баргузинской тайги.— Труды Института геологии, 1955.
- М о л о д ы х И. И. Об ископаемых следах мерзлоты в Приангарье.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 15. Иркутск, 1958.
- М о л о д ы х И. И. О лёссовидных отложениях междуречья Белая — Ангара — Унга.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, 1959, вып. 10.
- М о л о д ы х И. И. Об ископаемых следах мерзлоты в Приангарье.— Геология и геофизика, 1960, № 8.
- М о л ч а н о в И. А. Восточный Саян. В сб.: «Очерки по геологии Сибири», вып. 6. Изд-во АН СССР, 1934.
- М о с к в и т и н А. И. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1940, геол. серия, № 4.
- М о с к в и т и н А. И. Об ископаемых следах «вечной» мерзлоты.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1948, № 12.
- М о с к в и т и н А. И. О нижней границе плейстоцена в Европе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957а, № 4.
- М о с к в и т и н А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР и ее принципиальное и краткое фактическое обоснование.— Труды Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1957б, 13.
- Н и к и ф о р о в а К. В., К о н с т а н т и н о в Н. А., Г е р б о в а В. Г. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Центрального Казахстана и сопоставление их с таковыми Урала, Тургая, Северного Приаралья и юга Западно-Сибирской низменности.— Труды Геол. ин-та, 1960, вып. 26.
- Н и к о л а е в Н. И. Стратиграфия четвертичных отложений Прикаспийской низмен-

- ности и Нижнего Поволжья. В сб.: «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности». Изд-во АН СССР, 1953.
- Обручев В. А. К вопросу о происхождении лёсса (в защиту золотой гипотезы).— Изв. Томск. ун-та, 1911, 13, № 1.
- Обручев А. Геология Сибири, т. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Обручев С. В. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1946а, № 5—6.
- Обручев С. В. Развитие рельефа Восточного Саяна.— Труды Ин-та геогр., 1946б, вып. 37.
- Одиногов М. М. К геологии месторождений каолинов и огнеупорных глин Усольского района Иркутской области.— Сов. геология, 1938, № 11.
- Одиногов М. М. Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезо-кайнозойское время.— Труды Иркут. ун-та, серия геол., 1953, вып. 9.
- Одиногов М. М., Твердохлебов В. А. Структура и вулканизм Иркутского амфитеатра. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Одиногов М. М., Файнштейн Г. Х. О геологии и возрасте древних алмазонасыщенных россыпей в бассейне р. Малой Батуобин.— В сб.: «Алмазы Якутии». Труды Якут. филиала СО АН СССР, 1961, 6.
- Окладников А. П. Палеолитические находки в Бурети.— Бюлл. Комис. познуч. четвертичн. периода, 1940, № 6—7.
- Окладников А. П. Неолит и бронзовый век Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1955.
- Оффман П. Е. О некоторых тектонических закономерностях проявления вулканизма на Сибирской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 5.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Павловский Е. В., Фролова Н. В. Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1941, 19, № 1—2.
- Павловский Е. В., Фролова Н. В. Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1955, вып. 18.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. Северо-Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса.— Труды СОПС и Петрограф. ин-та АН СССР, серия геол., 1936, вып. 22.
- Палибин И. В. Третичная флора юго-восточного побережья Байкала и Тузунской котловины.— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, вып. 76. Палеоботанический сборник, 1936, вып. 3.
- Пальшин Г. Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья оз. Байкал. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Плотникова М. И. Материалы по геологии Восточной Сибири. Сборник статей отдела научно-технической информации ВСЕГЕИ. Л., 1961.
- Плотникова М. И., Ильяхина Н. И., Уманец В. Н. К вопросу о происхождении «водораздельных галечников» бассейна р. Мархи.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1959, вып. 24.
- Плотникова М. И., Уманец В. Н., Кардопольцев О. И. Результаты литологических исследований алмазонасыщенных россыпей, связанных с «водораздельными галечниками» восточной части Сибирской платформы. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Россыпи», Изд-во АН СССР, 1960.
- Равский Э. И. К стратиграфии третичных отложений юга Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1959а, 127, № 3.
- Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазонасыщенность юга Тулунского бассейна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959б, вып. 22.
- Равский Э. И. К стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений юга и востока Сибирской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Равский Э. И. Перигляциальные явления и перигляциальные зоны плейстоцена Восточной Сибири. В сб.: «Вопросы геологии антропогена». К VI конгрессу в Польше в 1961 г. Изд-во АН СССР, 1961.
- Равский Э. И., Алексеев М. Н., Чеботарева Н. С. К стратиграфии верхнетретичных и четвертичных отложений южной и восточной части Сибирской платформы.— Труды Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири. Гостехиздат, 1957.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 46.
- Рамельмейер Е. С. Ископаемые моллюски пресноводных отложений Прибайкалья.— Труды Байкал. лимнол. станции АН СССР, 1940, 10.
- Растворова В. А., Сахарова Е. И. Новейшая тектоника Братского района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, № 4.

- Ричардс** П. Тропический дождевой лес. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Рыжов** Б. В. К вопросу о геоморфологии и строении четвертичного покрова верховьев эрозионной сети Шилкинско-Аргунского междуречья в связи с условиями залегания касситеритоносных россыпей. В сб.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- Рябухин** Г. Е. Третичные отложения Прибайкалья и их нефтеносность. Проблемы Бурят-Монголии.— Труды I конфер. АН СССР, 1935, 1.
- Сакс** В. Н. Опыт восстановления истории развития Сибири в четвертичный период. В сб.: «Материалы по четвертичному периоду СССР», вып. 3. М., 1952.
- Сакс** В. Н. Новые данные по истории геологического развития Сибири в четвертичный период. В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Синицын** В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Синицын** В. М. История аридной области Центральной Азии в мезо-кайнозое. В сб.: «Чтения памяти В. А. Обручева», 1956—1960. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Синюгина** Е. Я. О четвертичных отложениях в бассейне р. Бодайбо.— Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 30.
- Соколов** Н. И. Геоморфология долины Ангары от истока до порогов.— Труды I Всес. геогр. съезда, 1934, вып. 3.
- Соколов** Н. И. О террасах верхнего течения р. Ангары.— Проблемы физ. географии, т. IV. М.—Л., 1937.
- Соколов** Н. И. К вопросу об эпейрогенических движениях в бассейне р. Ангары. В сб. «Труды Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода», вып. 4. Л.— М., 1939.
- Соколов** Н. И. Геологическая история восточной части Иркутского амфитеатра в антропогене как основа инженерно-геологического районирования его территории.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем, 1957, 14.
- Соколов** Н. И., Тюменцев Н. В. К вопросу о находке *Elephas trogontherii* Pohl в бассейне р. Ангары.— Докл. АН СССР, 1949, 19, № 3.
- Сосновский** Г. П. Палеолитические стоянки Северной Азии.— Труды II Междунар. конфер. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы, 1934, вып. 5.
- Спижарский** Т. Н. Тектоническая карта Восточной Сибири (объяснительная записка). Госгеолтехиздат, 1960.
- Страхов** Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Страхов** Н. М. Известково-доломитовые фации в современных и древних водоемах.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 124, № 45.
- Страхов** Н. М. Основы теории литогенеза, т. I и II. Изд-во АН СССР, 1962.
- Дедоров** П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1957, вып. 10.
- Флоренсов** Н. А. Мезо-кайнозойские впадины Прибайкалья. Автореф. дисс. М., 1956.
- Флоренсов** Н. А. К палеогеографии континентального мезозоя на юге Восточной Сибири.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, № 6.
- Флоренсов** Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., 1960, вып. 19.
- Флоренсов** Н. А., Солоненко В. П., Логачев Н. А. и др. Гоби-Алтайское землетрясение. Изд-во АН СССР, 1963.
- Цейтлин** С. М. О ледниковых отложениях бассейна среднего течения р. Нижней Тунгуски и их стратиграфическом положении. В сб.: «Стратиграфическая шкала четвертичных отложений СССР и принципы их корреляции с зарубежными», вып. 38. Изд-во АН СССР, 1959.
- Цейтлин** С. М. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири (бассейн р. Нижней Тунгуски). Автореф. дисс. Л., 1962.
- Чеботарева** Н. С., Куприна Н. П., Хорева И. М. Стратиграфия четвертичных отложений Средней Лены и низовий Алдана. В сб.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- Чесановский** А. Л. Геологические исследования в Иркутской губернии.— Записки Сиб. отд. Русск. Геогр. об-ва, т. XI. Иркутск, 1874.
- Черский** И. Д. Несколько слов о вырытых в Иркутске изделиях каменного периода.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1872, т. III, № 3.
- Черский** И. Д. Заметка об ископаемых остатках северного оленя, вырытых в окрестностях Иркутска, и о современной им фауне.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1874, 5.
- Черский** И. Д. О результатах исследования оз. Байкал.— Записки Русск. геогр. об-ва по общей геогр., 1886, 15, № 3.
- Черский** И. Д. О послетретичных образованиях Сибири.— Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1887, 18.

- Черский И. Д. О результатах исследования озера Байкал.— Материалы к геол. России, т. 13. Сиб., 1889.
- Черский И. Д. Описание коллекции послетретичных животных, собранных Ново-Сибирской экспедицией 1885—1886 гг.— Записки Спб. минер. об-ва, 1891, 65.
- Шанцер Е. В. Типы аллювиальных отложений. В сб.: «Вопросы геологии антропогена». К VI конгрессу в Польше в 1961 г. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, вып. 5.
- Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования.— Труды ВНИИ I, вып. 66. Магадан, 1961.
- Щербаков В. Н. О генезисе сухарных глин Иркутского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.
- Щукина Е. В. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, 17.
- Янин А. Л. Геология Северного Приаралья. Материалы к познанию геологического строения СССР, новая серия, 1953, вып. 15 (19).
- Янин А. Л. Красноцветные формации. БСЭ, изд. 2, т. 23. М., 1956.
- Яржемский Я. Я. Минеральные строительные материалы Введенско-Олхинского района под Иркутском.— Труды Вост.-Сиб. геол. треста, 1934, вып. 8.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
О признаках и особенностях мел-палеогенового выветривания	5
Условия залегания и состав коры выветривания	5
Саяно-Байкальское нагорье	5
Сибирская платформа	19
Палеогеографическая обстановка времени формирования коры выветривания	23
Третичные отложения	27
Неоген Приольхонья	30
Ископаемая фауна и возраст вмещающих ее отложений	41
Палеоген и неоген прибайкальской части Ангаро-Ленского междуречья	45 ✓
Каменская свита	47
Баяндайская свита	53
Неоген Присаянья	71
Третичные отложения внутреннего поля юга Сибирской платформы	73 ✓
Красноцветная формация нижнего эоплейстоцена	75
Распространение, условия залегания и состав красноцветных отложений на территории Восточной Сибири	76
Об условиях формирования красноцветных отложений	88
Четвертичные отложения	96
Ангаро-Ленское междуречье	102
Эоплейстоцен	102
Манзурский аллювий	102
Ангицкий аллювий	114
Плейстоцен	119
Верхнее Приангарье	124
Аллювиальные отложения	124
Озерные отложения	135
Субаэральные отложения	142
К геологии палеолитических стоянок Приангарья	148
Особенности формирования четвертичных отложений Ангаро-Ленского междуречья и долины верхней Ангары; местная схема стратиграфии антропогена	163
Другие вопросы геологии кайнозоя Иркутского амфитеатра (заключение)	179
Литература	188

Н. А. Логачев, Т. К. Ломоносова и В. М. Климанова
Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра

*Утверждено к печати
Институтом земной коры
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор издательства *Я. А. Галушко*
Технический редактор *Т. В. Полякова*

Сдано в набор 20/XII 1963 г.
Подписано к печати 7/IV-1964 г. Формат 70×108^{1/16}
Печ. л. 12,25=16,78. Уч.-изд. л. 16,9. Тираж 700
Т-06121. Изд № 2298. Тип. зак. № 3044. Темплан 1964 г. № 667

Цена 1 р. 18 к.

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

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