

Э. И. РАВСКИЙ

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ
И КЛИМАТЫ
ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ
В АНТРОПОГЕНЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Э. И. РАВСКИЙ

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ
И КЛИМАТЫ
ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ
В АНТРОПОГЕНЕ

335



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1972

58-270-1
VI-100

Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене.

В монографии впервые дается подробный анализ эволюции климатов и закономерностей осадконакопления Внутренней Азии для всего антропогена, основанный на огромном геологическом, палеонтологическом и археологическом материале. Рассматриваются проблемы оледенений, возраста многолетней мерзлоты, соотношения межледниковых и ледниковых эпох, а также вопросы палеоландшафтной зональности, условий осадконакопления.

Иллюстр. 115. Библ. назв. 366. Табл. 4.

Ответственный редактор
Э. А. ВАНГЕНПЕРМ

Эмунд Иосифович Равский

Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене

Утверждено к печати

Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редакторы издательства Э. Б. Травицкая и Б. С. Шохет

Художественный редактор С. А. Литвак

Художник Т. П. Поленова. Технический редактор В. И. Зудина

Сдано в набор 14/1 1972 г. Подписано к печати 21/IV 1972 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1.
Усл. печ. л. 31,33. Уч.-изд. л. 32,4. Тираж 800. Т-07622. Тип. зак. 4882.

Цена 3 р. 62 к.

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

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



ВВЕДЕНИЕ

Исследование вопросов стратиграфии, основных этапов осадконакопления и эволюции климатов Внутренней Азии в антропогене, составляющее сущность настоящей работы, не может, естественно, в равной мере основываться на материалах всей этой гигантской и в общем слабо изученной до последнего времени территории. Главнейшие выводы, касающиеся указанной темы, сформировались у автора в результате изучения отложений и истории антропогена несравненно более узкой области, относящейся к Восточной Сибири и даже, точнее, к ее южной части. Однако благодаря удачному положению этой области на стыке, с одной стороны, с краевой зоной материковых оледенений, а с другой — с поясом гор Южной Сибири, также испытавших оледенения, и со своеобразной пустынной зоной Гоби, здесь имелись предпосылки для решения некоторых важных историко-геологических вопросов, относящихся к выяснению общих и специфических черт развития внутриконтинентальных областей в антропогене.

Проблема особых условий накопления континентальных отложений и особого климата внутренних частей больших континентальных массивов возникла почти одновременно со становлением четвертичной геологии, как самостоятельной научной отрасли. Однако в зависимости от господствовавших идей и уровня фактических знаний эта проблема решалась весьма по-разному.

В русской и советской литературе специфика антропогенного осадконакопления и климатов Внутренней Азии рассматривалась в основном в двух аспектах: в отношении различий четвертичного оледенения Европы и Восточной Сибири — их метахронности, или асинхронности, и в отношении стабильности климата Сибири в течение антропогена.

О своеобразии оледенения Восточной Сибири впервые почти одновременно высказались в 1881 г. А. И. Воейков (1952) и И. Д. Черский (1888). Первый из этих авторов придерживался взгляда о практической невозможности образования здесь покровных ледников, вследствие континентальности климата, а второй пришел к выводу, что ледники локализовались только в высоких горных хребтах. Равнины, плоскогорья и невысокие горы, согласно представлениям И. Д. Черского, оставались свободными от ледников во все этапы антропогенного периода. Следует заметить, что вывод этого исследователя, почерпнутый из наблюдений в природе, полностью согласуется с современными данными геологического картирования тех районов, которые в 70—80-х годах прошлого столетия изучались И. Д. Черским.

Расширение исследований в Сибири позволило позже внести значительные коррективы в представления первых естествоиспытателей о масштабах оледенения. Решающее значение в этом сыграли две сводки В. А. Обручева (1931, 1938), в которых суммированы и критически рассмотрены все указания о следах древнего оледенения. В результате появилось первое картографическое изображение границ максимально оледенения, которым, по мысли автора, захватывалась почти вся Сибирь к северу от 60° с. ш. Еще большие площади равнин и гор занимало

оледенение по представлениям Н. Н. Урванцева, И. А. Молчанова, С. В. Обручева, Н. И. Соколова. Одновременно с публикациями этих авторов раздавалась и справедливая критика ультрагляциалистских воззрений со стороны Я. С. Эдельштейна, Л. Г. Каманина, С. Л. Кушева и, в особенности, И. П. Герасимова и К. К. Маркова. Однако окончательно вопрос о размерах максимального покровного и горного оледенения был разрешен лишь по материалам систематических геологических съемок последнего двадцатилетия и отражен в работе В. Н. Сакса (1953) и на «Карте четвертичных отложений СССР» (1959), вышедшей под редакцией Г. С. Ганешина.

Иной характер материкового оледенения Сибири по сравнению с Европой, выраженный в малой мощности ледникового покрова, его слабой активности и большой зависимости движения от рельефа ложа, рассмотрен и обоснован в работах В. Н. Сакса (1953), С. А. Стрелкова и др. (1959), С. А. Стрелкова (1965), Н. Г. Загорской (1961), В. А. Зубакова (1961б) и др. В последний период изучения Сибири возникли также вопросы о метахронности или асинхронности развития оледенения в Европе и в Восточной Сибири.

Соображения на этот счет высказывались в разное время многими исследователями, но, пожалуй, в наиболее четкой форме они были сформулированы В. Мейнардузом (Meinardus, 1937). По материалам, собранным на территории СССР, разработка идеи метахронности оледенений принадлежит И. П. Герасимову и К. К. Маркову (1939). Смысл этой идеи заключается в предположении, что общепланетарное понижение температур, явившееся причиной образования материкового оледенения Европы, благодаря одновременному усилению континентальности климата и уменьшению количества осадков, послужило препятствием к образованию в Восточной Сибири сколько-нибудь мощных ледниковых покровов. «Ледники развивались метахронно в районах с существенно различными климатами,— писали эти авторы,—...понижение температуры не способствовало образованию льдов в Восточной Сибири, но вызывало их сокращение в то самое время, когда в Западной Сибири и Европе развивались ледниковые покровы» (Герасимов, Марков, 1939, стр. 106). Сходные взгляды позже развивались в том или ином направлении в работах Д. Г. Панова, Н. А. Ногинского и многочисленных учеников и последователей К. К. Маркова.

Указанная гипотеза, основанная только на умозрительных построениях, не оказалась жизненной и никогда не принималась преобладающим большинством геологов-четвертичников. Применение в последнее время методов абсолютной геохронологии выявило ее несостоятельность, по крайней мере в отношении основных климатических событий верхнего плейстоцена, что послужит предметом дальнейшего изучения.

Особый, специфический характер оледенений Сибири связан и с возможно одновременными с ними трансгрессиями на севере материка, прежде всего в Западной Сибири. «Гипотеза развития наземного оледенения Сибири синхронно с трансгрессией моря и в значительной степени под влиянием последней в настоящее время наилучшим образом объясняет специфику и особенности литолого-фациального состава ледниковых отложений Сибири и их географическое распространение»,— писал В. А. Зубаков (1961б, стр. 23). Эта гипотеза, разработанная в последнее время А. И. Поповым, Г. И. Лазуковым, С. А. Архиповым и Ю. А. Лаврушиным, В. А. Зубаковым и др., не имеет, однако, непосредственного отношения к теме данной работы.

Другая проблема, вставшая перед исследователями Сибири и Внутренней Азии, была связана с представлением о стабильности климата и вообще физико-географических условий в течение всего антропогенного периода. Она впервые была сформулирована И. Д. Черским,

указавшим, что «Сибирь является страной, в которой процесс общего охлаждения Северного полушария и ухудшения условий растительной и животной жизни в послетретичный период совершался самым правильным и постепенным образом, без видимых колебаний и пертурбаций, которые вводились в ход того же процесса в Европе и Северной Америке» (1891, стр. 654). Это положение находило ранее и находит до сих пор много сторонников из числа естествоиспытателей различных специальностей. Поборники этой идеи имеются среди ботаников, зоологов, мерзлотоведов, географов и геологов. В наиболее последовательной и ясной форме представления о неизменном «сибирском» климате Внутренней Азии в течение антропогена изложены в капитальном труде И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939).

«На внеледниковых равнинах Западной Сибири... и в Восточной Сибири общая географическая обстановка была более или менее стабильной. События, здесь развертывающиеся, в основном представляли дальнейшую эволюцию событий плиоцена...» (стр. 430). Эти взгляды высказываются авторами и в более позднее время и по существу в том же неизменном виде (Guegassimow, Markow, 1954; Марков, Лазуков, Николаев, 1965). Они оказали заметное влияние на формирование представлений о развитии природы Сибири, выразившихся в работах многих советских и зарубежных исследователей. Сошлемся на вывод, к которому пришла по этому вопросу Н. В. Думитрашко в результате многолетнего изучения геоморфологии и истории Байкальской горной области: «Ввиду отсутствия,— пишет она,— смены ледниковых и межледниковых эпох в течение ледникового времени в районе Байкала не происходило крупных изменений климата» (1952а, стр. 161). На основании этих материалов позже об этом писал и Б. Френцель (Frenzel, 1961). В. Вайшет (Weischet, 1960) пытался выяснить величину депрессии летних и зимних температур в Средней Сибири во время последнего оледенения и, сравнивая ее с такими же температурами Средней Европы, пришел к заключению, что в Сибири она была совершенно незначительной, а в Европе выражается цифрой до 10—12°.

Идея о неизменности климата на севере Сибири лежит в основе многих представлений об истории многолетней мерзлоты. «Трудно сказать,— пишет А. И. Попов (1959а, стр. 383),— в какой степени физико-географические изменения, имевшие место в четвертичный период в Западной Сибири, нуждаются в привлечении значительных общих климатических сдвигов. По всей вероятности, изменения площади моря и суши давали вышеуказанный эффект лишь на фоне общего похолодания климата в ледниковую эпоху, хотя, может быть, такой эффект мог обеспечиваться и при относительно мало менявшихся общих климатических условиях, близких к современным». Подобные понятия являются руководящими и в ряде других работ по мерзлотоведению. «Конечно, колебания климата в верхнем плейстоцене имели место, но даже в самые теплые века климат все же был суровее современного»,— суммирует эту мысль В. В. Баулин (1962). Еще резче она сквозит у авторов статьи по стратиграфии Приморской низменности, Б. И. Втюрина и др. (1957, стр. 565), которые нашли, что «...четвертичные отложения побережья моря Лаптевых не обнаруживают никаких следов ледниковых и межледниковых эпох... у нас нет оснований говорить о каких-либо существенных колебаниях климата в течение четвертичного периода».

Ограничившись приведенными примерами, можно, таким образом, прийти к общему заключению, что идея о малой изменчивости климата и физико-географических условий в Сибири, родившись на заре истории изучения ее четвертичной геологии, просуществовала вплоть до настоящего времени. Она явилась также причиной того, что основные события, разворачивавшиеся в зоне плейстоценовых оледенений, не со-

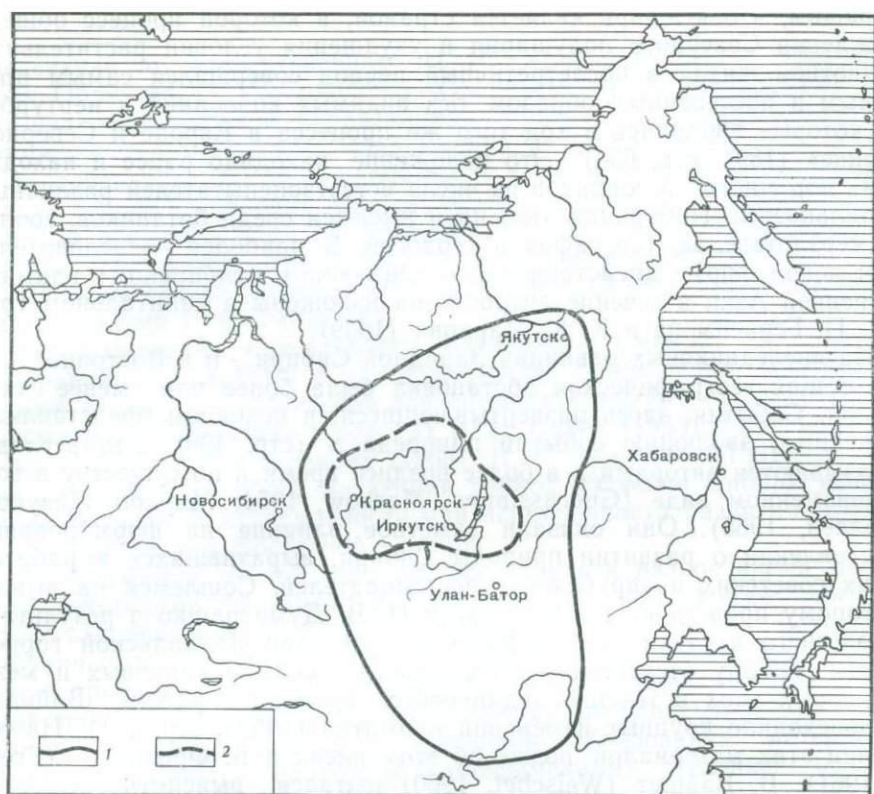


Рис. 1. Район исследований

Границы: 1 — всей исследованной территории Внутренней Азии; 2 — территории, исследованной автором

поставлялись с ходом геологических явлений, протекавших на огромных территориях, оставшихся не занятыми покровными или горными ледниками. Вследствие этого стратиграфия отложений внеледниковой зоны, а также эволюция осадконакопления, развитие растительности и млекопитающих освещались вне связи со сложной историей оледенений и климатов. Также оторванно от этой истории рассматривались этапы освоения палеолитическим человеком природы Внутренней Азии и формирование его культуры.

Разумеется, в течение 100-летнего периода геологического изучения Сибири по всем основным вопросам высказывались весьма различные суждения. Мы отметим лишь господствующие представления. Важно, однако, подчеркнуть, что их обоснование, так же, как и их критика, не базировались до недавнего времени на достаточно обширном и доказательном материале, что было связано как с общим уровнем науки, так и с трудностями изучения удаленных, неосвоенных и часто труднодоступных районов.

Принимая во внимание все сказанное, можно считать, что если проблема размеров древнего материкового и горного оледенений к настоящему времени в своих основных чертах разрешена, то все остальные указанные проблемы все еще остаются открытыми. В дальнейшем мы попытаемся привести для их решения собранные материалы и изложить вызванную ими иную трактовку известных ранее данных.

Понятие о Внутренней Азии, вынесенное в название данной работы, употребляется сравнительно редко. В отличие от других частей материка, таких, например, как Средняя или Центральная Азия, эта терри-

тория не имеет четких естественных границ и в географическом смысле довольно неопределенна. Тем не менее использование этого термина представляется вполне оправданным в применении к той срединной части Азиатского континента, которая далеко отстоит от всех его окраинных морей и от трех океанов. В этой работе под Внутренней Азией мы будем далее подразумевать области, относящиеся к южной — внеледниковой — части Восточной Сибири, примыкающую к ним большую часть МНР и некоторые внутренние районы Северного Китая, принадлежащие к бассейну среднего течения р. Хуанхэ. В таких пределах Внутренняя Азия простирается почти от Полярного круга до 40° с. ш. и от 90° до $120-130^{\circ}$ в. д. Приблизительные ее границы, в нашем понимании, изображены на схеме (рис. 1).

Настоящая работа написана прежде всего по материалам многолетних исследований автора, проведенных с 1949 по 1963 г. на территории Восточной Сибири, относящейся главным образом к ее южной, внеледниковой зоне. Эта территория показана на схеме (см. рис. 1).

Кроме материалов, полученных в результате полевых наблюдений, использована практически вся основная литература, имеющая отношение к поставленной теме. Однако в работе, не носящей характера сводки, использованы результаты лишь тех исследований, которые представляют интерес для рассмотрения указанных вопросов.

В связи с этим автор счел возможным не включать в настоящую монографию традиционной главы об истории исследования антропогенных отложений рассматриваемой территории. Исчерпывающая сводка всех сведений о геологическом исследовании Сибири до 1940 г. дана В. А. Обручевым (1931—1945). Более поздние работы освещены в ряде обобщающих монографий, опубликованных за последнее десятилетие, и которые органически используются в настоящей работе (Алексеев, 1961; Алексеев, Куприна и др., 1962; Архипов, 1960; Архипов, Матвеева, 1964б; Базаров, 1968; Вангенгейм, 1961; Вангенгейм и др., 1966; Воскресенский, 1962; Гитерман, 1963; Гитерман и др., 1968; Ламакин, 1968; Логачев и др., 1964; Маринов, 1957; Налетов, 1961; Равский, 1959а; Флоренсов, 1960; Цейтлин, 1964а, и др.). Кроме того, состояние изученности верхнетретичных и четвертичных отложений юга Восточной Сибири, МНР и отчасти Северного Китая рассмотрено в нашей работе (Равский и др., 1964). В процессе многолетних геологических работ и во время подготовки данного их обобщения автор широко пользовался результатами изучения ископаемой фауны млекопитающих, проведенного Э. А. Вангенгейм, и исследованиями растительности антропогена, восстановленной методами спорово-пыльцевого анализа Л. В. Голубевой. Частично эти исследования осуществлялись совместно с автором, на общих материалах, обеспечивая столь необходимый при изучении континентальных отложений комплекс методов.

В ряде вопросов использованы данные исследований товарищей по работе — В. Г. Гербовой и С. М. Цейтлина, также проводившихся согласованно и частично совместно.

Нередко автор пользовался ценными консультациями В. И. Громова, К. В. Никифоровой, А. И. Москвитина, Н. В. Ренгартен.

ГЕОЛОГИЯ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

(условия залегания, строение и состав)

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В пределах внеледниковой зоны Восточной Сибири, т. е. в области, расположенной к югу от границ максимального (самаровского) оледенения, антропогенные отложения, хотя и лежат почти сплошным покровом, однако имеют различные мощности, строение и состав. Эти их особенности неодинаково полно (в зависимости от имеющихся данных) освещаются дальше. В этом разделе мы намерены сделать самый общий обзор распространения антропогенных отложений, не вдаваясь в подробности об их геологическом возрасте и фациально-генетических особенностях.

Распространение покрова новейших отложений в большой мере зависит от орографического устройства территории, или, иначе говоря, от ее рельефа. Формирование же последнего во многом обязано структурно-литологическому плану докайнозойских пород, направленности и интенсивности новейших тектонических движений. Поэтому прежде всего обращает на себя внимание неодинаковый характер антропогенных отложений на невысоких плоскогорьях и низменностях, с одной стороны, и в горах — с другой. В пределах Сибирской платформы можно выделить три крупные области: Средне-Сибирское плоскогорье, Центральную-Якутскую низменность и Лено-Алданское плато.

Один из главных геоморфологических элементов Сибирской платформы — Средне-Сибирское плоскогорье — занимает огромную территорию между Енисеем и Леной. По рельефу плоскогорье в общем неоднородно. Северо-западная его часть занята лавовым плато Пурорана, отметки которого достигают 1000 м. Это плато во все ледниковые эпохи было местным центром оледенения. В связи с этим по его периферии наиболее полно развит комплекс ледниковых отложений (Благовещенская, 1955; Цейтлин, 1964а). В южном и восточном направлениях абсолютные отметки плоскогорья постепенно снижаются до 700—800 м в бассейне Нижней Тунгуски, и до 400—500 м в верховьях Подкаменной Тунгуски и бассейне Ангары. Рельеф плоскогорья в общем ровный и полого-волнистый, с небольшой амплитудой высот. Гипсометрические контрасты связаны здесь почти всегда с выходами на поверхность трапповых пород, которые в зависимости от формы интрузии образуют изолированные высоты или их группы, гряды и невысокие хребты. Сгущение трапповых интрузий по юго-восточному борту Тунгусской синеклизы повлекло за собой выделение в рельефе относительно повышенной до 800—1000 м зоны, которую некоторые авторы обособляют в Средне-Ангарский кряж. Поверхности плоскогорья интенсивно расчленены глубокими и широкими долинами крупных рек.

В соответствии с основными типами рельефа группируются и типы антропогенных отложений. Плоские и полого-волнистые поверхности междуречий почти сплошь покрыты чехлом элювиальных, элювиально-делювиальных или делювиально-солифлюкционных образований.

Рыхлый чехол имеет за редким исключением незначительную мощность, не превышающую 1—3 м. Покровные образования обнаруживают заметные различия в зависимости от того, за счет каких материнских пород они формируются.

Другой характер имеют антропогеновые отложения в пределах речных долин. Здесь среди них господствуют аллювиальные образования, которые выстилают русла рек, слагают собой низкие (I и II надпойменные) террасы и толщей большей или меньшей мощности лежат на поверхности доколя более высоких и древних террас. Типы аллювиальных отложений не остаются неизменными при прослеживании их в пространстве и в стратиграфическом разрезе. Все же имеются общие черты, свойственные всем аллювиальным образованиям. Это прежде всего деление на основные фации — русловую и пойменную. В плейстоценовых террасах, кроме того, обособляется еще один тип осадков — перигляциальный аллювий, обоснованию выделения которого в работе посвящен соответствующий раздел. Русловые фации аллювия почти повсюду выражены галечниками или галечниковыми песками, что соответствует полугорному типу рек Средне-Сибирского плоскогорья. Пойменные фации образованы мелкозернистыми песками и супесями. Развитие старичных фаций нехарактерно для аллювия рассматриваемой области. Мощность аллювиальных отложений чрезвычайно изменчива и колеблется от нескольких метров до 30—40 м. Наибольшие мощности аллювия имеют плейстоценовые террасы, в которых нормальный аллювий, сложенный осадками русловой и пойменной фаций, наращивается констративно построенным перигляциальным аллювием.

Аллювиальные отложения почти всегда (кроме I террасы) перекрыты покровными образованиями, мощность которых значительно увеличивается (до 10—20 м) у тыловых швов. Покровные отложения литологически неоднородны и сложены щебнистыми песками, супесями или суглинками, а иногда имеют лёссовидный облик. В некоторых случаях можно видеть, что они расслоены одним или несколькими горизонтами ископаемых почв.

Вблизи границы оледенений в речных долинах прослеживаются отложения подпрудных озерно-ледниковых бассейнов. Такие отложения в пределах рассматриваемой области известны в долине Енисея, в долинах рек, дренирующих южный склон плато Путорана. В значительно более широких масштабах подобные отложения развиты в Западной Сибири. Они представлены чаще всего глинисто-алевритовыми породами, отличающимися тонкой ленточноподобной текстурой.

В предгорном понижении, заключенном между южным краем Средне-Сибирского плоскогорья и северным бортом Восточного Саяна, соответствующем, в общем, площадям распространения юрских отложений, помимо изменения типа аллювия, приобретающего здесь характер, свойственный внутренним дельтам, вновь появляются озерные фации. Общая мощность антропогеновой толщи здесь повышается.

Однако в общем, как видно из изложенного, в пределах Средне-Сибирского плоскогорья покров антропогеновых отложений отличается незначительными мощностями. Только в отдельных местах происходит значительное возрастание мощности разреза. В этом отношении большой интерес представляют глубокие эрозионные котлы, обязанные своим возникновением высверливающей деятельности крупных рек непосредственно ниже порогов. Такие котлы наблюдались в долине Илим, но особенно они характерны для Ангары и Нижней Тунгуски. Детальные буровые работы, проведенные в районе строительства Братской ГЭС, выявили здесь несколько локальных переуглублений, достигающих 90 м глубины, выполненных аллювиальными осадками.

Типы антропогеновых отложений Лено-Алданского плато пока еще изучены весьма недостаточно. Но, судя по имеющимся данным, они

существенно не отличаются от типов отложений, свойственных Средне-Сибирскому плоскогорью.

Несколько иная картина наблюдается в области Центрально-Якутской низменности. Последняя охватывает бассейны нижнего течения Вилюя и Алдана, а также значительную часть среднего течения Лены. Вся низменность располагается в области Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба, выполненных полурыхлыми континентальными и морскими осадками юры, мела и кайнозоя.

Крупные реки выработали в пределах равнины огромные террасовые поверхности, совокупность которых и определяет ее главные геоморфологические особенности. Преобладающими типами антропогенных отложений здесь являются аллювиальные. С поверхности почти повсюду лежат покровные суглинисто-супесчаные, иногда слаболёссовидные отложения не совсем выясненного генезиса. Несомненно все же, что в их образовании принимали участие процессы морозно-физического выветривания, солифлюкции и эоловой аккумуляции. Покровные отложения осложнены массой термокарстовых западин — аласов, выполненных озерно-болотными образованиями. Подобные же осадки обычны в линзах старичных отложений, заключенных в древних аллювиальных толщах. Несмотря на абсолютное преобладание указанных образований, их мощности существенно не отличаются от таких же осадков Средне-Сибирского плоскогорья.

В осадках нормального и перигляциального аллювия и в покровных отложениях речных долин на территории всей внеледниковой зоны Сибирской платформы найдены кости млекопитающих, раковины наземных и пресноводных моллюсков, листья, плоды, шишки и другие остатки растительности, а также споры и пыльца. В антропогеновом чехле междуречных пространств находки остатков растений и животных не известны. Естественно поэтому, что в дальнейшем главное внимание мы будем уделять речным долинам, как наиболее перспективному в области Сибирской платформы объекту исследования.

Иная картина распределения антропогенных образований наблюдается в горных областях. Самые ее существенные черты заключаются в следующем. Высокие плоскогорья, вроде Восточного Саяна или Хамар-Дабана, возвышающиеся более чем на 2000 м над ур. м., почти сплошь покрыты ледниковыми отложениями — моренами. В местных понижениях поверх морены лежат флювиогляциальные осадки, связанные с деградацией массивов мертвого льда и образующие в рельефе формы камов. По троговым долинам морены спускаются значительно ниже, обычно до отметок 800—900 м. В горных хребтах морены наблюдаются в нижних приустьевых участках каров и в спускающихся от них трогах. Склоны хребтов, свободные от ледниковых отложений, покрыты чаще всего почти сплошными щебнисто-глыбовыми осыпями и курумами. Помимо этого, из современной гольцовой зоны почти сплошным ареалом они спускаются иногда на сотни метров ниже, отмечая границу плейстоценовой гольцовой зоны, ныне освоенной лесной растительностью.

Более значительные мощности и разнообразие генетических типов в горных областях свойственны антропогеновым отложениям внутригорных и межгорных впадин. В таких впадинах благодаря длительной и унаследованной тенденции к погружению осадконакопление осуществлялось почти непрерывно в течение всего антропогена. Особенно выделяются в этом отношении впадины байкальского типа. Например, разрез кайнозоя во впадине оз. Байкал (дельта Селенги) достигает почти 3000 м; мощность этих же отложений в Тункинской впадине превышает 2000 м. Мощность собственно антропогенных толщ в кайнозойских впадинах близка к 1000 м, а во впадинах мезозойских забайкальского типа она составляет несколько десятков метров, иногда 100

и 200 м. По своему облику антропогеновые отложения впадин весьма разнообразны. Они четко отражают периоды активности или относительной стабилизации тектонических движений в горной области или этапы изменения климатических условий и, в зависимости от различных их сочетаний, выражены то грубообломочными, пролювиальными или ледниковыми отложениями, то более тонкими, аллювиальными, озерными или песчаными эоловыми накоплениями. Некоторые типы отложений заключают довольно разнообразные остатки ископаемых.

Из этих данных также очевидно, что межгорные впадины — весьма перспективный объект для изучения отложений и истории антропогенового периода.

В дальнейшем изложении разработка вопросов стратиграфии, истории континентального осадконакопления и климатов основывается главным образом на материалах отложений речных долин и межгорных впадин.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ, СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ДАННЫЕ ОБ ИСКОПАЕМОЙ ФАУНЕ И ФЛОРЕ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Совокупность имеющихся в настоящее время материалов позволяет выделить среди антропогеновых толщ юга Восточной Сибири по условиям залегания, особенностям строения и вещественному составу, криогенным текстурам и палеонтологическим данным три крупных возрастных комплекса, отмечающих три главных этапа новейшей истории этой области, для которых употреблены наименования: эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен. Эти названия, как известно, приняты для стратиграфической схемы В. И. Громова, И. И. Краснова и К. В. Никифоровой (1958), разработанной преимущественно на европейских материалах. Естественная периодизация геологических событий Внутренней Азии хорошо совпадает с рубежами, намечаемыми этой схемой, что дает нам основание придерживаться ее подразделений и считать ее пригодной для межконтинентальных корреляций.

Эоплейстоцен включает образования, ранее условно относившиеся к верхнему плиоцену, а также отложения всего доледникового (в Сибири) отрезка четвертичного периода.

Плейстоцен объединяет отложения ледникового комплекса и межледниковий. Он соответствует среднему и верхнему плейстоцену схемы 1932 г. Все более молодые осадки отнесены к голоцену, объем которого понимается нами так же, как и в схеме 1932 г.

ОТЛОЖЕНИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА

Внеледниковая область Средне-Сибирского плоскогорья и Прибайкалья

На юге рассматриваемой области, в Прибайкалье, древнейшие эоплейстоценовые образования представлены аллювиальными осадками, лежащими вне современных долин. Здесь они выполняют долины древней эрозионной сети южной части современного Ангаро-Ленского междуречья и описаны под названием манзурской свиты Н. А. Логачевым и Т. К. Абрамовой (1958), Э. И. Равским (1959а, б), Н. А. Логачевым и др. (1964). Нынешняя речная система частично использует древние долины, заново вскрывая строение заполняющих отложений. Наиболее полные разрезы свиты известны в низовьях Манзурки. Кроме того, породы свиты распространены по рекам Мурин, Тологой и некоторым их притокам.

Повсюду манзурская свита выражена явно слоистыми светло-желтыми или охристыми песками с подчиненными им галечниками и глинами. Подошва свиты уходит ниже уреза современных рек, как показывают разрезы буровых скважин, до 100 м. Общая мощность свиты близка к 200 м. Составить полный ее разрез на основании имеющихся данных затруднительно из-за сильной изменчивости состава слагающих пород. Все же данные бурения позволили Н. А. Логачеву (Логачев и др., 1964) наметить общие черты в строении свиты. В нижней ее части, непосредственно на доломитах нижнего кембрия, залегают галечники (с валунами), чередующиеся с разнозернистыми песками. Их наслаивают разнозернистые гравелистые пески, содержащие гальку только в отдельных горизонтах и включающие линзы глины. Выше галечники исчезают, но появляются мелкозернистые алевритистые пески и алевриты, участие которых вверх по разрезу возрастает. Верхним членом свиты являются зеленовато-серые алевриты и глины (рис. 2).

В обнажениях и карьерах почти всегда удается видеть только среднюю часть разреза свиты, тогда как верхняя обычно размывта, а нижняя скрыта под урез рек. В качестве типичного примера строения и состава пород свиты приведем описание стенки карьера, расположенного на окраине с. Манзурка:

	Мощность, м
1. Горизонт подзолистой почвы	0,6
2. Песок красно-бурый, слабоглинистый, содержащий в рассеянном состоянии или в виде скоплений мелкую гальку, постепенно переходит в следующий слой	0,8
3. Переслаивание глинистого песка и мелкой гальки с гравием. Слои не выдержаны и имеют вид удлинённых линз. Мощность их не превышает 20—30 см. Внутри слоев намечается более тонкая слоистость, подчеркнутая ожелезнением и сортировкой материала по крупности. Галька в прослоях мелкая (не более 1 см в диаметре). Ее содержание не превышает 30—40%. Остальную часть породы составляют гравий и песок. Песок мелкозернистый, слабоглинистый, однородный, желтовато-белого цвета. По резкой границе слой контактирует с нижеследующим	0,9
4. Глина серовато-белая, слабопесчанистая, тонкослоистая, залегающая в виде плоской линзы, выклинивающейся в южном направлении. В ее средней части включена линза мелкозернистого гравелистого косослоистого песка	0,6
5. Галечник мелкий, горизонтально-слоистый, сцементированный белым промытым гравелистым песком. Слои обособлены со стороны кровли и подошвы резкими границами	0,5
6. Песок мелко- и среднезернистый, тонкослоистый, по плоскости включающий цепочки гравия и мелкой гальки	0,3
7. Чередование прослоев мелкого галечника, гравия и песка. По составу, цвету и общему виду песок и галечник аналогичны описанным выше. Мощность прослоев изменяется в пределах 10—40 см. По плоскостям слоистости и во внутренних частях толщи отмечается интенсивное ожелезнение за счет рассеянного лимонита или его конкреционных стяжений	1,2
8. Галечник мелкий, слоистый, сцементированный тонкой, пластичной, серовато-белой каолиноподобной глиной. Насыщенность породы галькой большая. По плоскостям слоистости наблюдается ожелезнение. Видимая мощность	1,6

В этом, а в ряде других разрезов это можно видеть яснее, толща образована многократным наслаиванием аллювиальных пачек одна на другую, т. е. манзурская аллювиальная свита построена по контрастному типу. Среди галечного материала преобладают обломки среднего и мелкого размера. Подсчеты петрографического состава галек, по наблюдениям в упомянутом карьере, показали следующее содержание отдельных пород (в %):

кварца	14	кремня и кремнистого сланца	24
кварцита	12	порфира	38
кварцитовидных песчаников	6	гранита	6

В виде единичных обломков встречена порода темного цвета, похожая на кристаллический известняк, слабо вскипающая от соляной кислоты. Н. А. Логачев также отмечает, что первое место среди галечников свиты занимают эффузивы и туфы, составляющие нередко до 60—70% обломочного материала. Источником этих пород служат грубо-обломочные юрские отложения верховьев рек Голоустной и Ушаковки. Кроме чуждых для современного бассейна Манзурки пород, среди гальки встречаются местные разновидности — окремненные доломиты и известняки ленского яруса, песчаники и алевролиты верхоленской свиты кембрия, юрские песчаники с остатками растительности.

Состав валунов в общем беднее, чем гальки. Из десятка крупных валунов, наблюдавшихся в отвалах описанного выше карьера, большинство принадлежит кварциту, и лишь несколько из них могут быть определены как гранитоиды. Окатанность обломочного материала в основной массе высокая, хотя угловатые гальки нередки. Галька отличается округлой формой и, несомненно, речного происхождения. Плоских отшлифованных галек зоны пляжа почти нет.

Состав гальки древнего аллювия, по данным Е. В. Павловского (1940), указывает весьма точно, что область размыва, давшая материал для древнего аллювия, находилась в пределах современного Прибайкалья, в зоне гольцового рельефа.

Пески манзурской свиты, по наблюдениям Н. А. Логачева и др., разнозернисты и хорошо отмыты от глинистых и алевролитовых частиц. Полевого шпата и кварца содержится в них примерно поровну. В шлихах количество малоустойчивых минералов, таких, как амфибол, эпидот, цоизит, апатит, в несколько раз превышает суммарное содержание граната, рутила, циркона, турмалина, сфена. Общее количество тяжелой фракции составляет едва 0,2—0,3% от веса пробы.

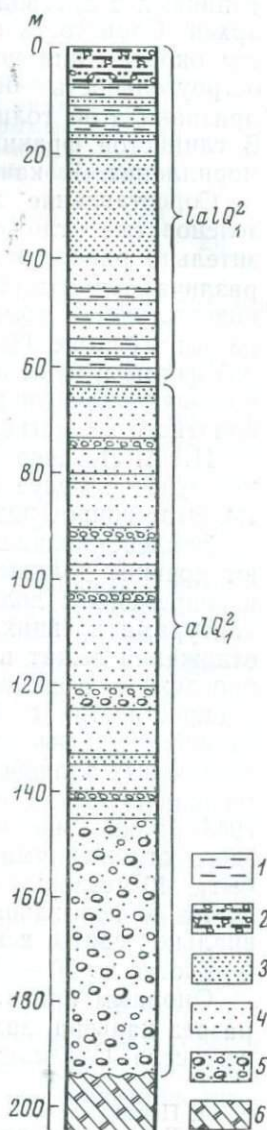
Песчаные разновидности пород затронуты процессами эпигенетического ожелезнения, причем железистые новообразования возникли за счет перераспределения вещества внутри самой толщи, без подтока рудного вещества извне.

Прослой глины, встреченные в средней части свиты, внешне имеют каолиноподобный облик, они жирные на ощупь, светлой серовато- или желтовато-белой окраски. Образцы глины, взятые нами из карьеров у сел Капнингги и Манзурка, были исследованы в отношении минералогического состава В. Н. Разумовой, которая установила, что глинистое вещество образовано в основном гидрослюдами или смесью гидрослюд с бейделлитом или, реже, монтмориллонитом. О существенно монтмориллонитовом составе глины имеется указание и в работе Н. А. Логачева и др. (1964).

Попытка Н. А. Логачева установить направление переноса обломочного материала по изменению гранулометрического состава манзурского аллювия

Рис. 2. Разрез манзурского аллювия у с. Кайзеран (по Н. А. Логачеву)

1 — глина; 2 — глина с известковыми стяжениями; 3 — алевролит; 4 — песок; 5 — галечник; 6 — доломиты нижнего кембрия



не привела к желаемому результату из-за расположения наблюдавшихся разрезов на разных уровнях свиты. Более определенные данные получены им на основе массовых замеров косо́й слоистости. Как выяснилось, верховья долины р. Манзурки находились между Приморским и Онотским хребтами, далее она разворачивалась на север, и у пос. Качуг сливалась с долиной Лены, направление которой и сток не отличались от современного.

Решение вопроса о времени накопления манзурской аллювиальной свиты до сих пор вызывает большие трудности. Непосредственно в ее отложениях каких-либо руководящих ископаемых пока не найдено.

К эоплейстоценовым отложениям в Прибайкалье относятся красноцветные отложения, недавно описанные Н. А. Логачевым (Логачев и др., 1964). Однако их точное взаимоотношение с накоплениями манзурской свиты еще не выяснено. Говоря о красноцветах в Приольхонье и на острове Ольхон, Н. А. Логачев сообщил об их широком распространении в продольных сухих лощинах и вообще в понижениях древнего рельефа. Они представлены обычно песчаными тяжелыми суглинками с дресвой и щебнем кварца, выветрелых сланцев и гнейсов архея. Слоистость обычно неявно выражена изменениями интенсивности окраски или вообще отсутствует. Глинистость, несортированность, остроугольность обломков и красноцветная окраска — важнейшие признаки этой толщи, мощность которой редко превышает 4—6 м. В глинистой фракции красноцветов преобладают гидрослюды и монтмориллонит. В качестве примеси присутствует каолинит.

Сопоставление химического состава красноцветов, подстилающих зеленые отложения неогена, показало, что они содержат приблизительно равное количество железа в закисной форме (до 0,3%), но различаются содержанием окисного железа. В красноцветах Fe_2O_3 присутствует в количестве до 13%, в глинистых породах миоцена оно не бывает выше 9%. Свободные окислы железа присутствуют в рассеянной форме и концентрируются в бобовины. Приольхонские красноцветы в отличие, как увидим, от забайкальских практически не содержат карбонатного вещества.

Н. А. Логачев полагает, что красноцветы юга Ангаро-Ленского междуречья более древние образования, чем породы манзурской свиты. Этот вопрос разбирается далее в главе, посвященной стратиграфии.

Эоплейстоценовые образования в Прибайкалье не только выполняют древние долины, но их более молодые горизонты располагаются и в современных долинах, там, где направление последних совпадает с контурами древних. В таких случаях эоплейстоценовые аллювиальные отложения лежат в цоколе низких террас. Подобные взаимоотношения прослежены в низовьях Анги (близ деревень Рыково и Анга) и на Лене, в окрестностях с. Качуг (на окраине дер. Красный Боксай). Здесь эоплейстоценовые пески, гравий и галечник лежат в основании плейстоценовых аллювиальных отложений, образующих морфологически выраженную 15—17-метровую террасу. Н. А. Логачев (Логачев и др., 1964) такие же взаимоотношения наблюдал между описываемыми здесь отложениями и аллювием более высоких — 20—25 м и, может быть, 40-метровых террас. Есть основание полагать, что эоплейстоценовые аллювиальные отложения, лежащие поверх манзурской аллювиальной свиты, вскрыты буровой скважиной у с. Малые Голы и имеют мощность до 50—60 м.

Опорным при характеристике видимой части толщи можно считать разрез карьера, заложенного на левом берегу р. Анги, близ одноименного села. Приведем его описание:

	Мощность, м
1. Почва	0,3
2. Глыбово-щебнистый, угловатый, беспорядочно расположенный материал, сцементированный красно-бурым, несколько карбонатным глинистым	

песком. Средний размер обломков 5—10 см, наибольший — до 0,3—0,4 м. Порода разбита псевдоморфозами по ледяным клиньям, интенсивно смята и нарушена. Граница с нижележащим слоем резкая, неровная	1,1
3. Галечник мелкий, разнообразного петрографического состава, со средними размерами 1—1,2 см в диаметре, чередующийся с прослоями мелкого гравия и крупнозернистого песка. Мощности прослоев колеблются в пределах нескольких сантиметров. Цементирующий материал в галечнике и песок имеют красновато-бурый цвет за счет ассимиляции глинистых красноватых пород кембрия. Граница с нижележащим слоем резкая	1,0
4. Песок мелко- и среднезернистый, косослоистый, красновато-бурый глинистый. Слойки варьируют по механическому составу и окраске и имеют мощность 1—2 см. Контакт с лежащей ниже толщей проходит по неровной с размытым границе	0,8
5. Перегипсование песка мелкозернистого, табачно-серого цвета, слабоглинистого, с суглинком светло-серым. Прослойки имеют мощность 0,2—0,5 м. В обеих разновидностях встречается мелкий гравий. Во всем слое в массовом количестве захоронены раковины пресноводных моллюсков	0,25
6. Тонкое перегипсование мелкого гравия, светло-серого, рыхлого, промытого, с песком мелкозернистым, промытым, желтовато-серым. В слое заключены многочисленные раковины моллюсков	0,30
7. Суглинок грубый, табачно-серый, внизу голубовато-черный, с редкими раковинами моллюсков и линзовидными прослоями мелкой гальки и гравия	0,8
8. Гравий с примесью мелкого галечника полимиктового состава, заключенный в слабоглинистом табачно-сером песке. Гравий средне окатан и вследствие сортировки по размерам и ориентировки длинными осями по плоскости наклонения имеет явственно слоистый вид. Порода рыхлая, сыпучая. В толще слоя найдена кость <i>Equus caballus</i> cf. <i>mosbachensis</i>	1,4
9. Песок мелкозернистый, сильно глинистый, однородный, слоистый; в нем заключены редкие мелкие раковины моллюсков	0,5
10. Галечник мелкий и гравий, подобные породе слоя 8, отличаются от него кривой слоистостью и более бурым тоном окраски	2,0

Слой 10 прослеживается до уреза Анги и, по-видимому, уходит значительно ниже.

В приведенном разрезе запечатлена довольно сложная картина событий значительного отрезка антропогена. Обращает внимание прежде всего разделение его на две основные части: верхнюю, образованную красновато-бурыми делювиально-солифлюкционными и аллювиальными накоплениями (слои 1—4), и нижнюю — в основном гравийную, обладающую табачно-серым тоном (слои 5—10). Верхняя толща лежит на нижней по неровной и размытой границе. Встреченные в слоях 5, 6, 7, 9 в массовом количестве раковины моллюсков были предварительно определены А. А. Стекловым. Среди них присутствуют: *Corbicula fluminalis* Müll., *Sphaerium* sp., *Pisidium* sp., *Anodonta* sp.; пресноводные гастроподы: *Limnaea* cf. *stagnalis* L., *Stagnicola palustris* Müll., *Radix ovata* Drap., *R.* cf. *pereger* Müll., *Physa* sp., *Planorbis planorbis* L., *Anisus* cf. *septemgyratus* Rossm., *Anisus* sp., *Gyraulus acronicus* Fer., *G.* cf. *albus* Müll., *Armiger crista* L., *Segmentina nitida* Müll., *Valvata piscinalis* Müll., *V. pulchella* Stud; наземные гастроподы — *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia tenuilabris* Al. Br., *Goniodiscus ruderratus* Stud.

В общем сходный, хотя и не тождественный, список малакофауны из этого же местонахождения приводит С. М. Попова (Логачев и Попова, 1962; Попова, 1968). Ею определена *Anodonta sedakovi* (?) *Siemaschko*, *Corbicula fluminea praebaica lensis* Popova, установлено присутствие некоторых форм, не обнаруженных в нашей коллекции, а именно: *Planorbis planorbis* (L.), *P. corneus* (L.), *Gyraulus gredleri* (Bielz), *G. laevis* (?) (Alder), *Polypylis (Helicorbis?)* sp. nov., *Succinea putris* (L.), *Vertigo modesta* (Say), *Sphaerium scaldianum* Normand, *Pisidium* (Müll.) и др. Вместе с тем ряд видов, определенных А. А. Стекловым, отсутствует в списке С. М. Поповой. Таким образом, только совокупность этих двух списков дает наиболее полное представление о фауне беспозвоночных ангинского аллювия.

Вместе с крупными раковинами встречены остатки остракод, обломки костей грызунов, оогонии харовых водорослей. Среди последних В. П. Маслов определил *Rhabdochara kujalnicensis* (Stepanov).

Большое разнообразие моллюсков говорит, по мнению А. А. Стеклова, о весьма благоприятных жизненных условиях, а присутствие в массовом количестве раковин *Corbicula fluminalis* — о достаточно теплом климате времени образования осадка. Об этом же можно судить и по экологии упомянутых водорослей, которые, по свидетельству В. П. Маслова, известны из кувальника Одесского района.

Залегание нижней толщи в цоколе аллювия 15—17-метровой террасы рек Лены и Анги, а также характер захороненных пресноводных моллюсков и данные спорово-пыльцевого анализа указывают на сравнительную ее древность.

Геологический возраст рассматриваемой аллювиальной толщи вполне достоверно устанавливается из нахождения в ней остатков ископаемых млекопитающих. Нами в табачно-сером гравии были обнаружены остатки *Equus caballus* cf. *mosbachensis* Reich. (определение Э. А. Вангенгейм). Н. А. Логачев упоминает о находках костей *Dicerorhinus* cf. *mercki*, *Sinocastor* sp. и, со ссылкой на А. Г. Покатилова, — *Miomys* ex gr. *sthelini*. В переотложенном состоянии вблизи от этого местонахождения Л. Н. Иваньевым (у д. Басай) были собраны остатки *Palaeoloxodon* cf. *namadicus* (Falc. et Caut.).

Первые два из указанных видов относятся к числу руководящих для тираспольского комплекса Восточной Европы и позволяют датировать вмещающие отложения верхним эоплейстоценом принятой нами шкалы или нижним плейстоценом схемы 1932 г. Такая датировка согласуется с фактом нахождения раковин *Corbicula fluminalis* и крупных унионид, неизвестных в третичных осадках и чуждых плейстоцену Сибири. Весьма интересны результаты спорово-пыльцевых анализов (рис. 3), проведенных Л. В. Голубевой.

Отложения террасы р. Анги подвергались спорово-пыльцевому анализу по всему разрезу. Однако пыльцу и споры содержали лишь аллювиальные отложения, лежащие в цоколе террасы. Аллювий самой террасы, представленный галечниками и горизонтально-слоистыми песками, а также покровные грубообломочные образования оказались практически без спор и пыльцы.

В отложениях, составляющих цоколь террасы, за исключением самого верхнего образца, преобладает пыльца древесных пород. В ее составе много пыльцы ели, сосны, березы, присутствует (до 6%) пыльца широколиственных пород. В составе пыльцы травянистых растений на протяжении всего разреза господствует пыльца полыни. Кроме того, встречается пыльца злаков, сложноцветных, лебедовых, осок, водных и других растений.

Состав спорово-пыльцевых спектров нижней, большей части разреза свидетельствует о распространении смешанных елово-сосновых лесов со значительным участием березы и примесью широколиственных пород.

Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювиальных эоплейстоценовых отложений в низовьях р. Анги у дер. Анга

1 — пыльца древесных пород; 2 — пыльца травянистых растений; 3 — споры; 4 — Pinus; 5 — Picea; 6 — Abies; 7 — Larix; 8 — Betula; 9 — Alnus; 10 — сумма пыльцы широколиственных пород; 11 — Gramineae; 12 — Cyperaceae; 13 — водные (Alismataceae, Potamogetonaceae); 14 — разнотравье; 15 — Artemisia; 16 — Chenopodiaceae; 17 — Ephedra; 18 — Lycopodiaceae; 19 — Sphagnales; 20 — Filicales; 21 — почва; 22 — гумусовый горизонт; 23 — глина; 24 — супесь тонкослоистая; 25 — суглинок; 26 — супесь тонкая; 27 — супесь грубая; 28 — глина; 29 — супесь лёссовидная; 30 — песок тонко- и мелкозернистый; 31 — гравий; 32 — галечник; 33 — щебень; 34 — торф; 35 — гиттия; 36 — лигнит; 37 — переслаивание мелкозернистого песка и супеси; 38 — псевдоморфозы по ледяным клиньям; 39 — стяжения карбонатов; 40 — раковины моллюсков; 41 — ископаемая древесина



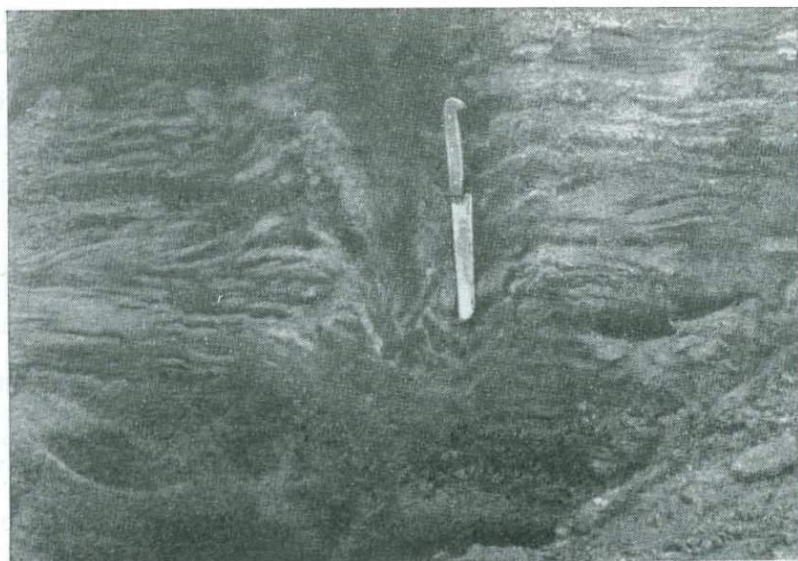


Рис. 4. Многолетняя грунтовая жила в толще аллювиальных отложений. Разрез у устья Анги

Последние представлены липой, дубом, вязом, грабом, лещиной. Однако, учитывая большую пыльценосность сосны и березы, главным лесообразующим компонентом следует признать ель. Изучение пыльцы липы показало большое морфологическое сходство ее с современной пыльцой *Tilia amurensis* Rupr., а вяза — с *Ulmus pumila* L.

Во время формирования тонких темно-серых суглинков, непосредственно подстилающих аллювиальные отложения террасы, елово-сосновые леса сменились березовыми со значительным участием ели (возможно, по долинам). Примесь широколиственных пород еще сохранилась, но состав их постепенно обедняется, и в образцах, взятых с глубины 3,5 и 3,7 м, встречена пыльца лишь одной липы. Во время отложения самого верхнего слоя темно-серых суглинков существовали лиственничные леса (количество пыльцы лиственницы составляет 27%). Пыльца широколиственных пород здесь не встречена. Таким образом, происходило изменение состава лесов, связанное, по-видимому, с ухудшением климата.

Что касается верхней толщи ангинского разреза, то истолкование ее возраста допускает два варианта. Поверхность 15—18-метровой террасы осложнена ископаемой полигональной решеткой (рис. 4), причем сингенетические грунтовые жилы глубоко проникли как в глыбовый делювиально-солифлюкционный горизонт, так и в подстилающий его аллювий. Полигональная решетка, образование которой связано в умеренных широтах с холодным временем оледенения, не может быть моложе сартанской. В таком случае глыбовый горизонт, на который она наложена и который также является продуктом ледникового климата, должен отвечать времени зырянского оледенения, а аллювий 12—15-метровой террасы будет соответственно более древним. Но крупный размер ледяных клиньев в полигональной решетке позволяет предполагать, что она заложилась в более продолжительную и холодную зырянскую эпоху. В этом случае время образования глыбового шлейфа будет соответствовать тазовскому оледенению, а аллювий террасы, лежащий на ложе эоплейстоценового гравия, неизбежно придется отнести ко времени мессовского межледниковья или максимального оледенения. Второй вариант представляется более вероятным.

Таким образом, в Южном Прибайкалье мы видим весьма полный стратиграфический разрез отложений эоплейстоцена, от подошвы до кровли, но он еще не расчленен на дробные литолого-стратиграфические горизонты, хотя предпосылки для этого, несомненно, существуют.

Благодаря сложной тектонической жизни этого района, связанной с новейшими движениями байкальского свода и впадины оз. Байкал, отложения манзурской аллювиальной свиты и толщи аллювия, подобного описанному в низовьях р. Анги, выполняют глубочайшие эрозийные впадины, лежащие ниже современного уреза рек, и поднимаются почти до современных междуречий. Здесь, следовательно, отчетливо запечатлен этап интенсивных поднятий, непосредственно предшествовавший раннему эоплейстоцену, и этап длительного погружения и заполнения долин, длившийся, возможно, с кратковременными перерывами в течение всего эоплейстоцена.

В области Средне-Сибирского плоскогорья, благодаря его устойчивой тенденции к поднятию, эоплейстоценовые отложения находятся в других условиях — они распределены по уровням нескольких самых высоких и древних речных террас. Вследствие этого аллювиальные отложения, как правило, не имеют больших мощностей и довольно однообразны в литологическом отношении. Кроме них здесь можно наблюдать делювиальные и в окраинных областях плоскогорья — озерные и пролювиальные образования. Эоплейстоценовые отложения Средне-Сибирского плоскогорья мы рассмотрим преимущественно на материалах по внеледниковому отрезку долины р. Енисей и на лично собранных нами материалах в бассейне Ангары.

По вопросу о количестве, порядковой нумерации, абсолютных и относительных высотах и о пространственном расположении террас Ангары существует много различных мнений.

Четырехгодичные исследования, проведенные нами в бассейне средней Ангары и верхней Катанги, впервые дали возможность на достаточном фактическом материале подойти к решению вопроса о количестве и номенклатуре речных террас (Равский, 1959а). Однако эти данные не были однородны. С целью унификации фактического материала по надпойменным террасам автором составлены продольные профили главнейших рек, на которые нанесены сведения о террасах соответственно с имеющимися палеонтологическими и археологическими находками, с учетом высоты поверхностей и коренных цоколей, мощности аллювия и его характерных литологических особенностей.

Строение продольного профиля террас Ангары свидетельствует о развитии в ее долине девяти надпойменных террас, помимо нескольких уровней поймы (рис. 5). Высота этих террас над меженным уровнем реки следующая:

	Высота, м
I надпойменная аккумулятивная терраса	10—12
II надпойменная аккумулятивная, реже эрозийно-аккумулятивная терраса	15—17
III надпойменная эрозийно-аккумулятивная терраса (с низким коренным цоколем)	20—25
IV надпойменная эрозийно-аккумулятивная терраса	30—35
V » » » »	40—45
VI » » » »	55—60
VII » » » »	75—80
VIII » » » »	90—100
IX » » » »	110—120

Прошедшие годы и новые исследования, проведенные в бассейне р. Ангары, не внесли существенных изменений в эту схему.

К отложениям эоплейстоцена мы относим аллювий IX, VIII, VII, VI и, возможно, V террас.

Как показали шурфовочные работы, аллювий IX надпойменной древнейшей террасы в непереотложенном состоянии сохранился лишь

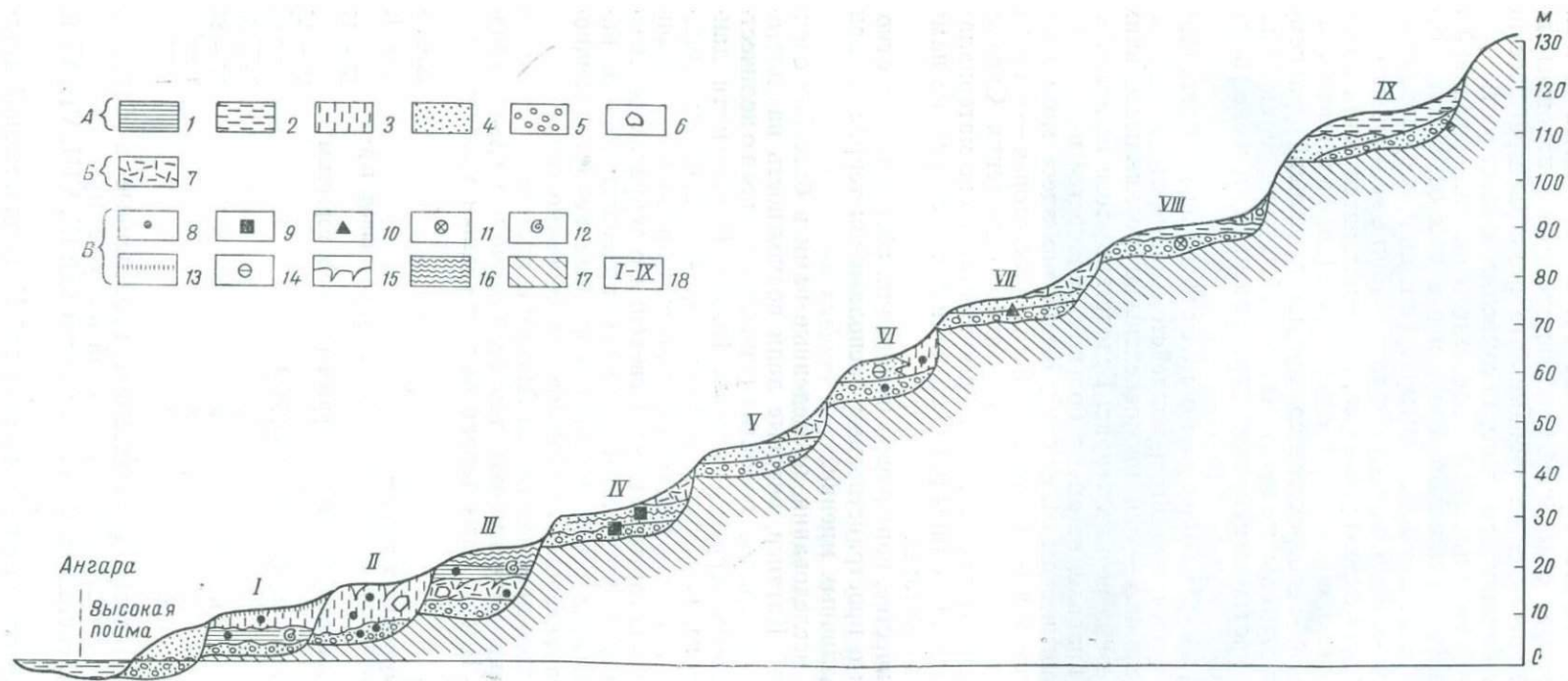


Рис. 5. Схема террас среднего течения р. Ангары

А. Аллювиальные отложения: 1 — глины; 2 — суглинки; 3 — лёссовидные суглинки; 4 — пески; 5 — галечники; 6 — глыбы и валуны. Б. Делювиальные отложения: 7 — суглинки и супеси со щебнем. В. Прочие обозначения: 8 — места находок остатков млекопитающих верхнепалеолитического комплекса; 9 — места находок остатков млекопитающих хазарского комплекса; 10 — места находок остатков млекопитающих таманского комплекса; 11 — место находки сильно минерализованных остатков млекопитающих третичного облика; 12 — места сборов раковин моллюсков; 13 — культурный горизонт неолита; 14 — место верхнепалеолитической стоянки; 15 — псевдоморфозы ледяных клиньев и вызываемые ими деформации; 16 — следы солифлюкционного смещения; 17 — коренные породы; 18 — I-IX надпойменные террасы

небольшими участками. Он представлен смешанными элювиально-делювиально-аллювиальными образованиями мощностью 3—6 м.

Приведем один разрез отложений этой террасы, вскрытый шурфом на правом берегу Ангары, напротив с. Невон (рис. 6):

	Мощность, м
1. Почва	0,1
2. Глина бурая, песчанистая, плотная, с пятнами ожелезнения. В средней части она имеет светлый оттенок и становится более вязкой. В нижней части слоя содержание песка в глине вновь увеличивается. Контакт с нижележащим слоем четкий, но неровный (наблюдаются клинообразные углубления). В углублениях глина залегает в виде тонких прослоев, толщина которых не превышает 1 см.	4,2
3. Грубозернистый розовато-бурый песок с содержанием до 10% гравия и мелкой гальки. Галька хорошо и средне окатанная, до 2—3 см в диаметре; представлена кварцем, кремнем, порфиром, кварцитом, песчаником и пр. Контакт с нижележащим слоем четкий, неровный.	0,7
4. Галечно-щебнисто-глыбовый материал, связанный разномерным глинистым песком темно-бурого цвета. Галька аналогична вышеописанной; содержание ее в слое до 15%. Содержание щебнисто-глыбового материала до 30%. Щебенка трапповая, в основном мелкая — до 7 см, выветрелая и ожелезненная. Глыбы до 0,5 м в поперечнике, ожелезненные, представленные мелкокристаллическим массивным траппом темно-серого цвета.	1,0
5. Песчаник тунгусской свиты зеленовато-серого цвета, выветрелый, глинистый	0,1 (видимая)

В этом разрезе к собственно аллювиальным должны быть отнесены отложения слоев 3 и 4. Порода слоя 2 принадлежит покровным образованиям, налегающим на аллювий по линии размыва, осложненной, кроме того, криогенными нарушениями. В галечниках террасы присутствует обильный щебень, преимущественно траппового состава, что является характерной особенностью аллювия высоких террас в районе р. Невон и в меридиональном отрезке течения Ангары вообще. Эта особенность связана с поступлением щебня в аллювий за счет разрушения пород плотика в процессе выработки ложа, а также при делювиальном и солифлюкционном смещении аллювия. В других речных долинах (например, Илима, Тубы), залеженных в коренных породах, не столь насыщенных трапповыми интрузиями, древние аллювиальные отложения уже в меньшей степени обогащены трапповым щебнем.

IX надпойменная терраса и в долине р. Илим — наивысшая и наиболее древняя. Ее поверхность располагается над урезом реки на высоте 110—120 м.

Горными выработками аллювий вскрыт лишь в низовьях р. Тубы, где получены довольно полные сведения об условиях его залегания и вещественном составе (рис. 7). На участке долины близ дер. Бубново, Зарубино на присутствие IX террасы указывает только наличие аллювиальных песков, заключающих редкую гальку, и плохо выраженная в рельефе площадка, которая установлена здесь лишь при проведении инструментальной нивелировки (рис. 8). На террасе пройден шурф, который вскрыл весьма своеобразную рыхлую толщу террасы. В верхней части (до глубины 3 м) толща представлена делювиальным суглинком, который подстилается слоем крупнозернистого, коричневатого, плотного, неясно слонистого песка мощностью 12,5 м. В нем встречаются отдельные маломощные линзы мелкой гальки обычного для высоких террас вида и состава. Пески подстилаются глиной, имеющей в отдельных прослоях светло-коричневый или серый цвет, и заключают щебень траппов и песчаника. В виде отдельных прослоев в глине наблюдаются пески с редкой галькой, аналогичной вышеописанной. Эта нижняя толща имеет типичный аллювиально-делювиальный генезис, благодаря положению у края террасы, прислоненной к высокой Зарубинской сопке, со склонов которой поступал делювиальный материал. Общая мощность рыхлой толщи террасы, зафиксированная здесь шурфом, равна 24,8 м.

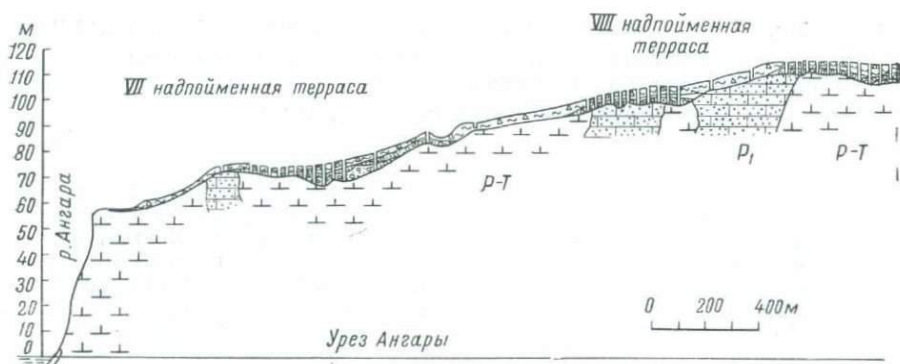


Рис. 6. Поперечный профиль правого склона долины р. Ангары в 5 км ниже устья ручья Катывов

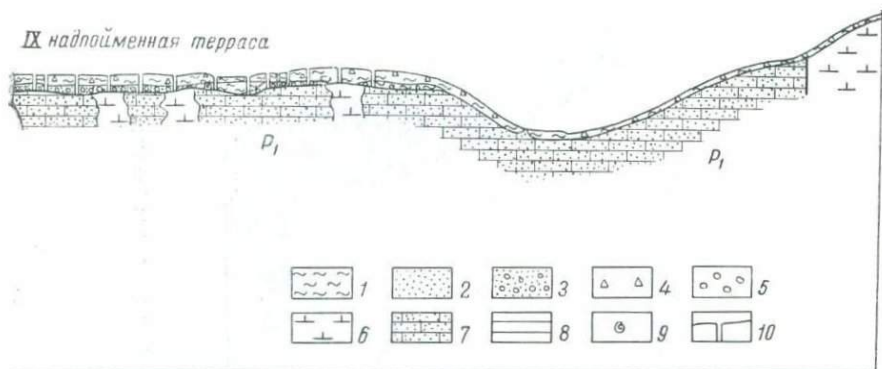
1 — глина и суглинки; 2 — пески; 3 — галечник; 4 — щебень; 5 — валуны; 6 — траппы; 7 — песчаники; 8 — сажистые аргиллиты; 9 — место находки фауны; 10 — шурфы

В приустьевой части долины Тубы, выше V надпойменной террасы, на склонах преследуются наклонные площадки или более или менее крутой нетеррасированный склон. Резкий перегиб в профиле склона отмечается на высоте 100 м. Выше этого перегиба, на высоте 100—120 м, наблюдается пологонаклонная поверхность, прикрытая толщей делювиальных образований. Расшурфовка этой поверхности обнаружила в ряде мест присутствие галечников, подошва которых вскрыта на уровне 110—115 м над рекой. Над галечниками лежит толща покровных суглинков, включающих щебень и глыбы пород, слагающих коренной склон, — траппов и аргиллитов. Мощность делювиального покрова колеблется в среднем от 8 до 10 м. Характер и положение галечника в долине дает несомненное право отнести его к аллювиальным образованиям. Разрез одной из линий горных выработок, вскрывших аллювий, изображен на профиле (см рис. 7). Проходка горных выработок показала, что, хотя галечники и значительно распространены, сплошного горизонта они не образуют. Их мощность весьма невыдержанна и колеблется от нескольких десятков сантиметров до 2—2,5 м. Эти галечники по внешнему виду и составу сильно отличаются от галечников русла и более низких надпойменных террас. В непрерывном залегании они представляют собой галечный материал, включенный в разнотернистый слоистый гравелистый песок желтовато-серого или желтовато-белого и кремового цвета. Галечники внешне имеют вид типичных, многократно описанных в литературе «белоцветов».

Для характеристики рыхлых накоплений, развитых на IX террасе р. Тубы, приведем описание шурфа:

	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Супесь коричневатая-желтая, плотная, однородная. На глубине 2,4 м в виде редких включений отмечается сильно выветрелая щебенка дольерита	3,3
3. Супесь, послойно окрашенная в желтый и коричневый цвет. В коричневых прослоях отмечается примесь гравия — до 10—15%	0,7
4. Галечный материал, включенный в крупнозернистый песок, светлого желтовато-серого цвета. Галка, отличающаяся хорошей окатанностью, представлена кварцем (34%), кремнем (52,5%), песчаником (6%), траппами (2%), кварцитом (5,5%) и единичными гальками гранит-аплита. Содержание гальки в слое равно 35%. Коэффициент окатанности — 58. Размеры гальки колеблются от 1 до 10 см в диаметре. К основанию разреза размеры увеличиваются. Наблюдаются отдельные мелкие валуны — до 15—20 см в диаметре. На глубине 4,85 м прослеживается прослой сильно ожелезненного галечника	1,8
5. Мергелистый аргиллит братской свиты (ордовик)	0,4
	(видимая)

IX надпойменная терраса



В этом разрезе слой 2 образован склоновыми отложениями, а слои 3 и 4 представляют собой аллювиальную толщу, сохранившуюся в непереотложенном состоянии.

Весьма характерно в приведенном разрезе, что диабазы, изредка встречаемые в составе обломочного материала, отличаются сильной выветрелостью. Они легко ломаются в руках, хотя полное преобразование их не затронуло. О большой древности аллювия свидетельствуют, в частности, значительная уплотненность пород, резкое преобладание весьма устойчивых пород и минералов в составе крупнообломочного материала и шлихов.

Ожелезнение, отмечаемое прослоями небольшой мощности в описанном шурфе, в некоторых других разрезах затрагивает более значительные и преимущественно нижние горизонты галечника. Сочетание «белоцветной» окраски в верхних частях галечника и накопление бурого железняка в низах разреза, очевидно, не случайно. Думается, что, как и в других местах, это явление обусловлено процессом химического выветривания горных пород с «отбеливанием» их верхних горизонтов и миграцией железа в нижние горизонты толщи, подвергшейся выветриванию.

Наблюдения в низовьях Илима и Тубы, показавшие существенно иной характер аллювия IX террасы, по сравнению со всеми более молодыми, послужили для нас основанием датировать его доантропогенным временем и относить к более или менее древним неогеновым образованиям (Равский, 1959а). Такая точка зрения встретила, однако, впоследствии критическое отношение со стороны некоторых исследователей. Наиболее определенно высказался по этому поводу Н. А. Логачев (Логачев и др., 1964), стметивший несходство приведенных разрезов аллювия IX террасы в поперечнике долины Ангары у с. Невон и в низовьях Тубы и считающий их разновозрастными. Об эоплейстоценовом (а не неогеновом) возрасте этой террасы можно сейчас составить представление из спорово-пыльцевых спектров ее аллювия, изученных Т. Д. Боярской (1961), оказавшихся практически неотличимыми от таких же спектров VIII террасы. Учитывая эти новые данные, необходимо внести в более раннюю схему стратиграфии соответствующие коррективы и считать аллювиальные образования IX террасы наиболее древними образованиями эоплейстоцена на юге Средне-Сибирского плоскогорья. Однако этот вывод нельзя распространить на описанные отложения низовьев Тубы, которые весьма сходны с третичными белоцветами. Трудно согласиться и с предположительным отнесением их к водораздельным галечникам

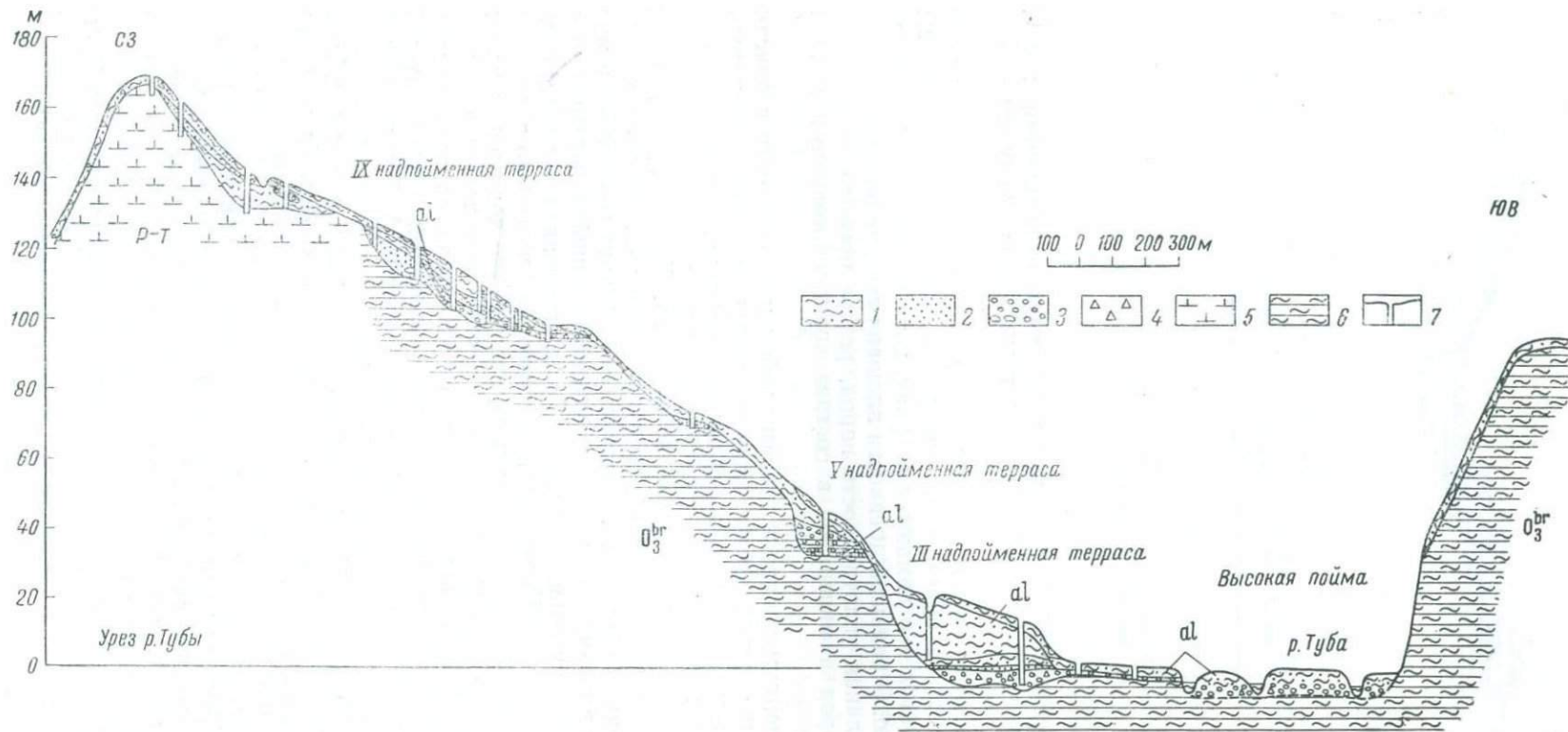


Рис. 7. Геологический профиль долины р. Тубы

1 — глина и суглинок; 2 — песок; 3 — гравий и галька; 4 — щебень и глыбы; 5 — диабазы и диабазовые порфириты; 6 — аргиллиты, мергели и песчаники; 7 — шурфы

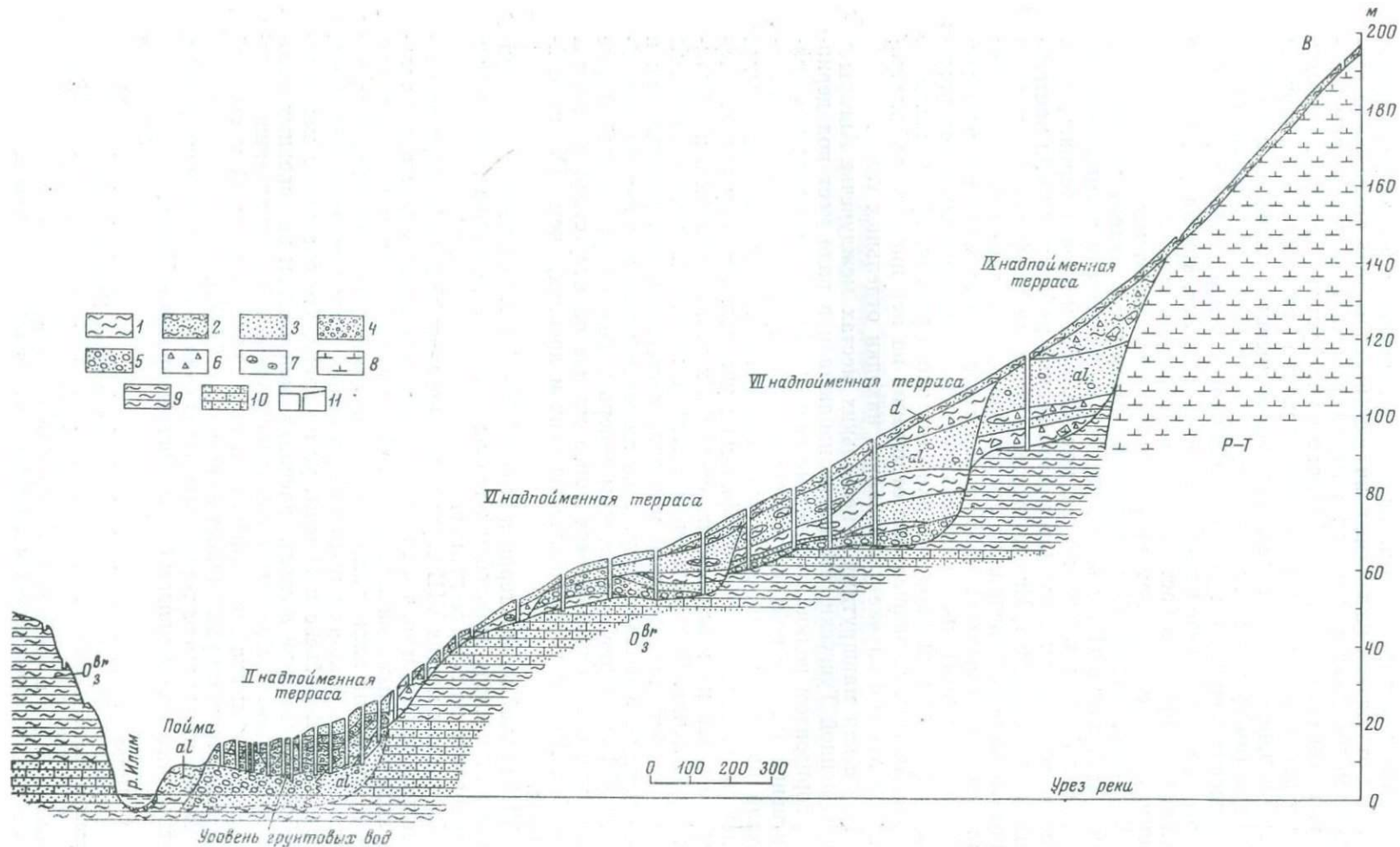


Рис. 8. Геологический профиль правого склона долины р. Илим в 6,5 км ниже дер. Зарубино

1 — глины; 2 — суглики и суглинки; 3 — пески; 4 — гравий; 5 — галечник; 6 — щебень; 7 — глыбы, валуны; 8 — диабазы; 9 — пестроцветные глины и аргиллиты; 10 — доломиты и известковистые песчаники; 11 — шурфы.

проблематического генезиса. Ничего загадочного в их происхождении нет. Эти отложения на протяжении десяти километров прослежены горными выработками в пределах четко оформленной речной долины и образуют в ней столь же заметный террасовидный уступ. Дело, по-видимому, заключается в том, что эоплейстоценовые отложения IX террасы местами прислоняются к останцам более древнего аллювия, лежащего почти на том уровне, или перекрывают его. Именно в этом можно видеть разрешение вопроса о предэоплейстоценовой эрозионной сети. Следует полагать, что в неогене речной сток осуществлялся, в основном, в тех же долинах, которые и в настоящее время служат путями дренажа поверхностных вод и сноса обломочного и растворенного материала.

В работе, которой были подведены итоги исследований на юге Тунгусского бассейна (Равский, 1959а), мы не исключали возможности нахождения более высоких террас, чем 120—130-метровая терраса, хотя, располагая значительным материалом горных работ, не смогли подтвердить их присутствие. Позже исследователи геоморфологии Среднего Приангарья не раз говорили о существовании наиболее древней террасы с относительной высотой до 150 м над урезом Ангары. Однако при этом в качестве доказательства приводились по существу только соображения о наличии обширной поверхности такого уровня, примыкающей к долине Ангары. Аллювиальные отложения на ней нигде не зафиксированы. В лучшем случае упоминались находки отдельных галек.

Пересекая маршрутами в нескольких местах междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски, мы также наблюдали в ряде мест под дерновым горизонтом редкие рассеянные гальки. Но изучение разрезов продуктивной (угленосной) и туфогенной серий тунгусского комплекса показало наличие маломощных прослоев конгломератов или отдельных галек на различных стратиграфических уровнях. Поэтому находки таких же галек на междуречьях, сложенных этими породами, не вызывают удивления. Сосредоточению галек (и щебня) в приповерхностном слое способствуют процессы морозной сегрегации, как древние, так и современные. Учитывая отсутствие аллювиального покрова на поверхности 150 м уровня, мы должны теперь в более определенной форме подтвердить высказывавшееся ранее мнение об отсутствии в долинах бассейна Ангары террас более высоких и древних, чем IX надпойменная.

VIII надпойменная терраса высотой 90—100 м над рекой также принадлежит к числу древнейших террас Ангары и довольно широко распространена по всей ее долине.

Во многих местах VIII терраса подвергалась расшурфовке, в результате чего установлено, что ее рыхлый покров не всюду представлен только аллювиальными накоплениями. Чаще аллювий размыт и замещен покровными или аллювиально-делювиальными образованиями. Там, где аллювиальная толща вскрыта в непереотложенном состоянии (например, против сел Воробьево и Невон), установлено, что она имеет мощность 4—6 м и представлена слоем галечника, залегающим на коренных породах, и горизонтом глинистых песков и суглинков. Поверх аллювия нередко лежит делювиально-солифлюкционный покров, который у тыловой окраины террасы увеличивает ее высоту на 2—5 м.

В качестве примера террасовых отложений приведем описание шурфа, расположенного на правом берегу Ангары, против с. Невон.

	Мощность, м
1. Почва	0,1
2. Глина бурая, слегка песчанистая, плотная, мерзлая. Контакт с нижележащим слоем четкий	2,4
3. Песчано-глинистая порода розовато-бурого цвета с содержанием гальки до 30% и щебенки до 15%. Галька средней окатанности, до 5 см в диаметре. В петрографическом отношении она представлена кварцем, кремнем, кварцитом, порфиром, песчаником и др.	2,1
4. Песчаник тунгусской свиты	0,1

Здесь помимо покровных (делювиально-солифлюкционных) образований слоя 2 встречен несколько смещенный, хотя и не переотложенный, горизонт аллювия (слой 3).

В долине р. Илим, судя по разрезам горных выработок (рис. 9), мощность аллювиальных отложений террасы составляет 5—8 м. Иногда за счет делювиального чехла мощность рыхлого покрова возрастает на 2—3 м. В собственно аллювиальных отложениях всегда залегают галечники, которые кроются толщей более или менее глинистых песков. В последних нередко наблюдаются маломощные прослои и линзы суглинков и глин.

В составе галечников участвуют как местные коренные образования, слагающие борта и ложе долины, так и породы, являющиеся обычными в галечниковых толщах мезозоя. Соотношения между этими группами пород выдерживаются сравнительно хорошо и характеризуются существенным преобладанием галек, заимствованных из отложений мезозоя.

Аллювиальные отложения в районе дер. Сотниково весьма типичны для аллювия террасы. Приведем разрез одного из шурфов, пройденного на левом склоне долины. В нем обнажаются:

	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Глина коричнево-красная, плотная, песчанистая	0,7
3. Песок кварцевый, крупнозернистый, светло-коричневый	1,4
4. Песок кварцевый, крупнозернистый, светло-коричневый, с содержанием гальки до 15%. Галька хорошей окатанности, размером от 1,5 до 4—6 см, представлена кварцем, кремнем и разрушенным кварцевым песчанником	0,7
5. Песок крупнозернистый, кварцевый, светло-коричневый	0,7
6. Галечник. Галька представлена кремнем, кварцем и крупнозернистым сильно выветрелым песчанником светло-серого цвета, в слое ее содержится до 30%, наблюдается примесь гравия	0,5
7. Песок кварцевый, крупнозернистый, светло-коричневый, с содержанием до 15% гальки и гравия такого же, как и выше, петрографического состава. Размер гальки 2—5 см в диаметре	0,3
8. Галечник из кварца, кремня, кварцевого и известковистого песчаника, реже — диабазового порфирита и диабазы, в общей массе — хорошей окатанности. Цементирующей массой является кварцевый песок	1,8
9. Песчанник известковистый, мелко- и тонкозернистый, выветрелый	0,4

(видимая)

Здесь кроме маломощного слоя покровных образований (слой 2) и цоколя, сложенного песчаниками ордовика (слой 9), мы встречаемся с разрезом нормального аллювия, в котором хорошо выражены осадки русловой (слои 6—8) и пойменной (слои 3—5) фаций.

Таким образом, аллювиальный покров IX и VIII террас там, где он сохранился, имеет мощность до 4—6 м и образован преимущественно галечниками; над ними иногда лежит слой песка и более молодая покровная толща делювиально-солифлюкционного происхождения. Характерная особенность аллювия — его желтая, охристая окраска, обязанная примеси лимонита цементирующего материала, образующего иногда также лимонитовую «рубашку» на гальках. Некоторые наиболее нестойкие разновидности пород в гальке бывают полуразрушены, в шлихо-минералогическом спектре также отмечается некоторое обеднение минералами за счет выпадения легко выветривающихся компонентов (пироксена, оливина и др.).

В отложениях VIII террасы фаунистические остатки найдены только в одном месте — на правом берегу Ангары, в районе с. Невон. Здесь из аллювия, залегающего *in situ*, извлечены остатки древнего оленя *Cervidae indet.*, характеризующиеся значительной степенью минерализации.

По этому признаку кости из отложений VIII террасы существенно отличаются от остатков других млекопитающих, найденных на более низких террасовых уровнях.

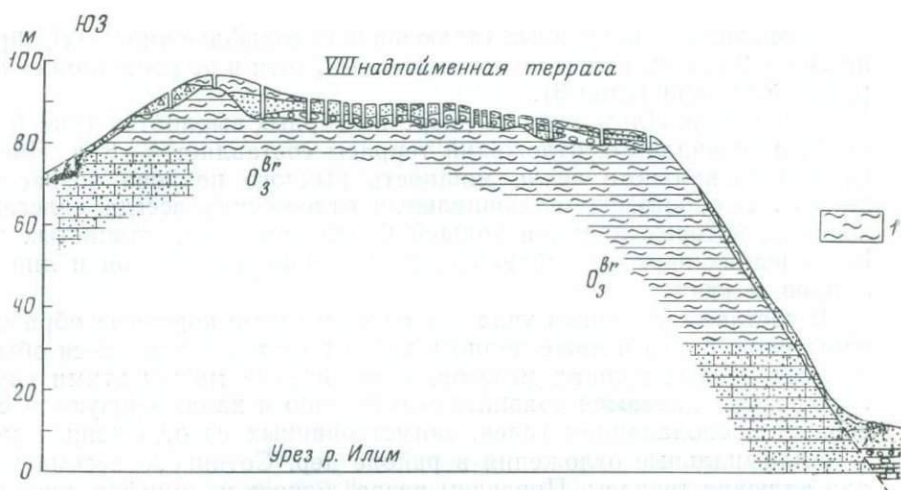


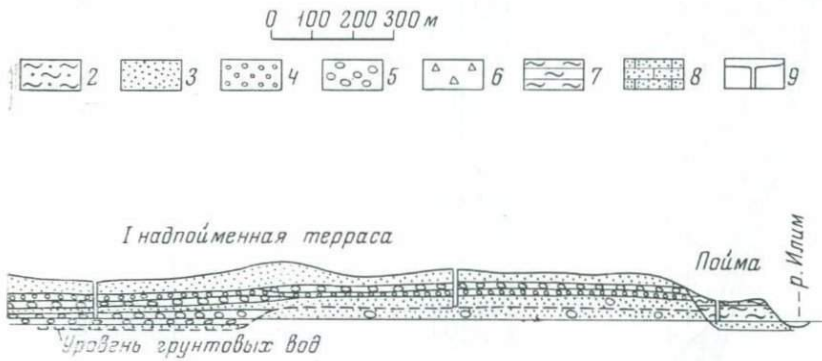
Рис. 9. Геологический профиль левого склона долины р. Илим близ дер. Сотниково
 1 — глины; 2 — суглинки и супеси; 3 — пески; 4 — гравий; 5 — галечник; 6 — щебень; 7 — аргиллиты;
 8 — доломиты и известковистые песчаники; 9 — шурфы

В некоторых местах получена довольно полная спорово-пыльцевая характеристика разреза аллювиальных образований. Так, Т. Д. Боярская (1961), проанализировавшая образцы из скважины Т-45, пробуренной на террасе высотой 95 м близ дер. Кеуль, пришла к заключению, что во время формирования аллювия господствовали лесные ландшафты типа темнохвойной тайги, с преобладанием в ней ели, сибирского кедра, с существенной примесью березы, под покровом которых развивались плауны, папоротники. Однако, не выявив различия между собственно аллювиальными и лежащими на них покровными образованиями, она сделала ошибочные выводы об изменении характера растительности во время накопления верхних горизонтов рыхлого покрова террасы (верхние 1,5—2 м). По поводу этих изменений Т. Д. Боярская отметила: «Деградация темнохвойной тайги наряду с нарастанием влажности и развитием березовых редколесий свидетельствует об изменении климатических условий в сторону похолодания и может характеризовать климат как относительно холодный и влажный» (1961, стр. 164). Эти наблюдения послужили основой для ее вывода о существовании нижнеантропогенного похолодания, сравнимого с теми, которые были вызваны покровными оледенениями. Ошибочность подобного представления кроется, как уже было показано, в том, что разновозрастные аллювиальные и покровные образования, разделенные границей размыва, принимались за единую толщу.

Более молодые эоплейстоценовые отложения связаны с уровнями VII (70—80 м), VI (55—65 м) и V (40—45 м) террас.

В отличие от более древних VII терраса приурочена к узкой части долины. В типичном случае ее аллювиальная толща выражена равными по мощности осадками русловой и пойменной фаций. Русловые осадки представлены галечниками с песчано-гравийным цементом, пойменные — песками или супесями общей мощностью до 5—7 м. В ряде мест здесь мощность аллювиальных образований возрастает в 2—3 раза за счет включения в осадки пойменной фации больших линз слабо переработанного щебнисто-глыбового делювиального материала.

В районе дер. Карапчанки, близ впадения в Ангару р. Межницы, в северной части Сизовского острова и в районе с. Кежмы строение аллю-



виального покрова вскрыто рядом линий горных выработок (рис. 10). На Сизовском острове в одном из шурфов С. М. Цейтлиным описан такой разрез:

	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Глина вязкая, темно-коричневая, без включений	0,2
3. Глина коричневато-красная в верхней части слоя, книзу становится серовато-белой, с галькой разнообразного состава	0,6
4. Песчано-галечный материал. Песок среднезернистый, серовато-коричневый, с галькой разнообразного петрографического состава — порфиоров, песчаника, диабазов, кварца, кварцита и др. Галька средней окатанности	1,7
5. Галечник с примесью глинистого песка коричневатого цвета, местами ожелезнен и имеет охристо-красный цвет. Процентное содержание гальки значительно больше, чем в предыдущем слое. Галька аналогичного петрографического состава. Окатанность средняя. В нижней части слоя встречаются глыбы диабазов диаметром до 20—25 см	1,2
6. Песок слегка глинистый, средне- и мелкозернистый, коричневатосерый	0,6

Здесь полно выражена русловая фация аллювиальных накоплений, представленная породой слоев 4 и 5. Возможно, глина слоя 3 относится к осадкам пойменной фации, сохранившейся лишь частично и в несколько переработанном состоянии. На этой же террасе у р. Межница горные выработки вскрыли аллювий в несколько смещенном залегании мощностью 1,5—2,5 м. Здесь песчано-галечниковые отложения обогащены за счет пород цоколя щебнисто-глыбовым материалом траппов. Чаще всего рыхлый покров VII террасы представлен аллювиально-делювиальными образованиями небольшой мощности.

В нескольких местах (ниже устья Зелинды, близ скалы Парус и на Сизовском острове) из разреза аллювия террасы были взяты серии образцов для спорово-пыльцевых анализов. Споры и пыльца констатированы лишь в немногих пробах и в незначительном количестве. Так, на Невонском участке из образцов, собранных из нескольких шурфов, на глубинах от нескольких сантиметров до 5 м, кроме многочисленных мезозойских форм, определены: *Pinus* (подрод *Harpoxylon*), *Betula*, *Pinus*.

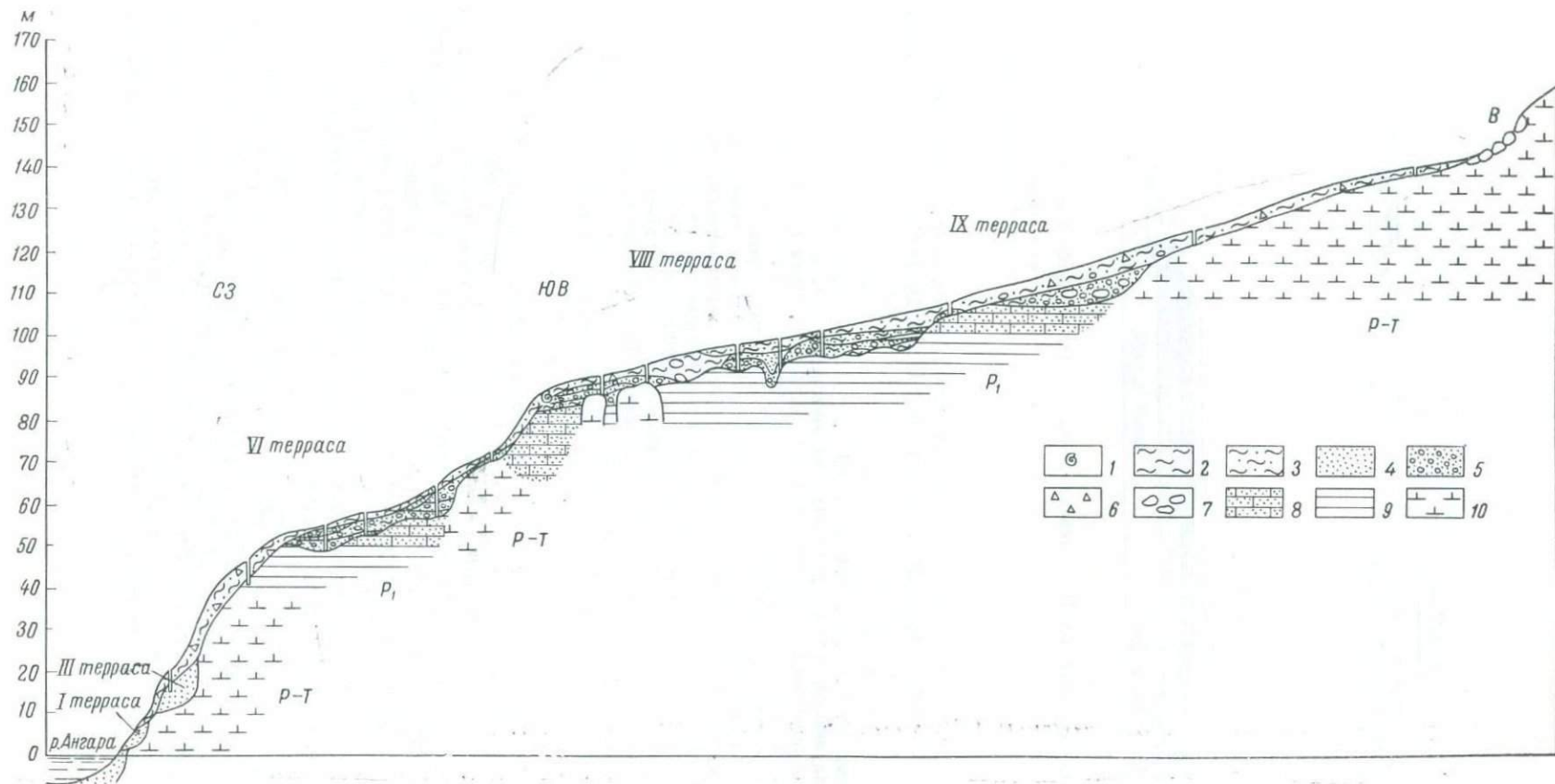


Рис. 10. Геологический профиль правого склона р. Ангары в 1 км выше устья р. Катывов

1 — место находок фауны; 2 — глина; 3 — суглинок; 4 — песок; 5 — галечник; 6 — щебень; 7 — валуны и крупные обломки; 8 — песчаник; 9 — аргиллиты; 10 — траппы

VII надпойменная терраса в нижнем течении Илима имеет такую же относительную высоту, как и на Ангаре. Мощность аллювиальной толщи террасы равна 4—6 м. У ее тылового края в результате накопления делювиального покрова, который частично внедряется в аллювиальную толщу, мощность последней возрастает до 10—12 м.

Интересный разрез рыхлой толщи террасы был вскрыт шурфовочной линией на левом склоне долины Илима, несколько ниже дер. Зарубино (рис. 11):

	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Глина, желто-коричневая, плотная, вязкая, заключает редкие щебенки траппов. Постепенно переходит в следующий слой	0,6
3. Щебнистый материал, включенный в плотный суглинок коричневого цвета. Постепенным переходом связан с нижележащим слоем	2,6
4. Глина желто-коричневая, очень плотная, вязкая. В слое наблюдаются включения щебенки траппов, содержание которых уменьшается с глубиной	4,4
5. Глина желто-коричневая, менее плотная, чем в слое 4, слегка песчаная, с включениями щебня выветрелых траппов. Наблюдаются включения глины, описанной в вышележащем слое, в виде гнезд, а также пятнистые включения глины светло-зеленого цвета. Среди глины были обнаружены сажистые включения размером 1—4 мм	2,1
6. Глина серо-зеленая, плотная, вязкая, с включениями разрушенной щебенки, траппов, известковистых песчаников и аргиллитов, перемешана с глиной желто-коричневого цвета, плотной, вязкой. Наблюдаются также сажистые включения размером 1—4 мм	1,3
7. Щебень траппов, включенный в глину желто-коричневого цвета. Глина плотная, с растительными остатками в виде сажистых пятен. Щебенка траппов залегают в виде прослоев	1,0
8. Галечный материал, связанный с буро-коричневым, слегка глинистым песком. Галька средней окатанности, представлена траппами, кварцитами и известковистым песчаником. Наблюдаются также включения щебенки и обломков траппов, кварцита и кварца. Галечно-щебнистого материала 50—60%. Размеры гальки от 1 до 5—6 см. Неокатанные обломки достигают в поперечнике 15—26 см	0,9
9. Глина буро-коричневая, плотная, вязкая, однородная, с обуглившимися растительными остатками	0,6
10. Щебень с темно-коричневым, слегка глинистым песком. Щебень представлен траппами со сглаженными углами и ребрами, его содержание равно 80%. В горизонте встречаются также обломки (глыбы) траппов до 0,3 м в поперечнике	0,3
11. Глина красно-коричневая, плотная, однородная, с включениями выветрелой щебенки и аргиллитов и сажистых примазок	0,5
12. Щебнистый материал с примесью среднезернистого полимиктового песка коричневого цвета. Этот горизонт аналогичен слою 10	3,2
13. Глине темно-коричневая, плотная. Наблюдается волнистая слоистость, а также сажистые примазки	0,6
14. Суглинок коричневый, плотный, с включениями щебенки траппов и песчаников. Содержание щебенки достигает 20%. Наблюдаются прослойки чистой плотной глины коричневого цвета	1,0
15. Песок желто-серый, разнородный, очень сыпучий, с гравием	0,2
16. Глина коричневого цвета, очень плотная, вязкая, однородная, с включениями щебенки траппов и песчаников до 10%	2,4
17. Щебнисто-галечный материал в песке буро-коричневого цвета. Гальки в слое до 10—15%, щебенки — 40—50%. В нижней части горизонта встречаются глыбы траппов размером до 0,5 м	3,4
18. Пестроцветные глины братской свиты	1,0

(видимая)

В данном разрезе к делювиальным образованиям нужно отнести верхние семь слоев мощностью 12,2 м. В интервале между 12,2 и 18,9 м наблюдается переслаивание аллювиальных песков, заключающих вместе с галькой лишь редкую щебенку местных пород, и делювиальных суглинков с щебнем и глыбами. Строго говоря, эту часть разреза следует считать пойменной фацией аллювия VII террасы, которая приобрела указанные свойства в результате примыкания к крутому коренному склону долины и благодаря слабой сортировке вклинивающихся в нее делювиальных образований. Осадками русловой фации следует считать породу слоя 17.

Указанные взаимоотношения аллювиальных и делювиальных отложений определенно свидетельствуют об их полной одновозрастности и

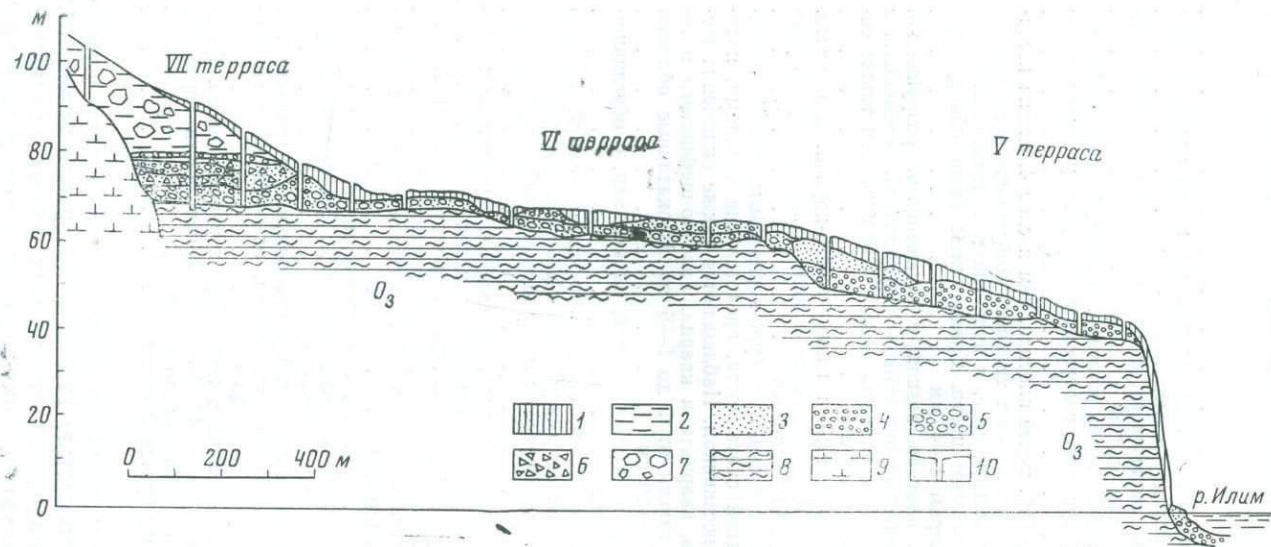


Рис. 11. Геологический профиль левого склона долины р. Илим близ дер. Зарубино

1 — делювиальные щебнистые суглинки; 2 — делювиальные валунные суглинки зоплейстоцена; 3 — аллювиальные пески; 4 — гравий; 5 — галечник; 6 — слоистый перетолженный щебень; 7 — глыбы; 8 — аргиллиты; 9 — траппы; 10 — шурфы

дают, таким образом, редкую возможность их непосредственного стратиграфического сопоставления.

Верхняя плейстоценовая делювиальная толща также неоднородна. В ней отчетливо различаются горизонты, насыщенные щебнистым материалом (слои 3, 5, 7, верхняя часть слоя 4), и горизонты, более или менее свободные от этих включений. Не исключена возможность, что первые представляют собой образования, тождественные с так называемым «глыбовым» горизонтом, и в стратиграфическом отношении отвечают эпохам ухудшения климатических условий, а вторые соответствуют более умеренным в климатическом отношении отрезкам времени и могут быть сопоставлены с межледниковыми или межстадиальными отрезками истории плейстоцена.

Н. А. Логачев (Логачев и др., 1964) наблюдал аллювиальные отложения 70—80 м (VII надпойменной, по его счету) террасы Ангары при разбурировании склонов долины у сел Аталанка и Верхнее Суворово. Эти отложения здесь скрыты под значительным покровом позднейших суглинков и супесей и выражены только трехметровым слоем осадков русловой фации. Однако, в отличие от наших данных, он видел в этой толще следы ожелезнения, хотя и отмечал полимиктовость состава гальки и песка. Эти же отложения зафиксированы им и в районе устья Оки, где они образуют широкую равнину, прикрытую с поверхности тонким слоем позднейших озерных песков. Здесь в аллювиальном разрезе четко различаются все фации нормального аллювия.

Палеонтологические остатки в аллювии VII террасы чрезвычайно немногочисленны. По-прежнему важнейшее значение сохраняет находка в 1950 г. астрагала древней лошади в отложениях VII террасы Ангары, в шурфе, заложенном поблизости от с. Кежда на высоте 80 м над урезом реки. Кость извлекли из аллювия, находящегося в коренном залегании, с глубины 3 м от поверхности. По определению В. И. Громова, кость принадлежит раннечетвертичной, очень крупной лошади *Equus aff. süßenbornensis* Wüst. Позднее, когда выявилось широкое участие в фауне эоплейстоцена центральноазиатских лошадей, Э. А. Вангенгейм смогла определить эту форму как *Equus ex gr. sanmeniensis* Teilh. et Piv. Факт присутствия остатков этой лошади достаточен лишь для отнесения вмещающих ее галечников к эоплейстоцену.

Основываясь на соотношениях VII террасы с другими, мы предположительно считаем эти отложения среднеэоплейстоценовыми. Не препятствует такому предположению и находка в покровных образованиях, лежащих на поверхности VII террасы в приустьевом отрезке р. Тангуй (Г. М. Покровский и др.), остатков крупной лошади *Equus* sp., которые по величине и степени минерализации отнесены В. И. Громовым к концу эоплейстоцена или началу нижнего плейстоцена. Условия залегания этой находки определяют верхний возрастной предел аллювиальных образований, подстилающих покровные, как нижний плейстоцен.

Помимо указанных невыразительных спорово-пыльцевых спектров, такие же бедные спектры из отложений VII террасы, содержащие пыльцу хвойных, в том числе и экзотических, березы, лещины, дуба и трав, указываются и Н. А. Логачевым. Однако присутствие пыльцы хвойных экзотов и широколиственных весьма характерно, т. к. за временными границами эоплейстоцена подобное сочетание не известно.

VI надпойменная терраса высотой 50—65 м — одна из наиболее распространенных в речных долинах. Однако ее поверхность значительно искажена последующими процессами размыва и накопления склоновых образований. Тем не менее аллювиальный покров неплохо сохранился, и в ряде разрезов можно видеть, что он образован полно развитыми осадками русловой и пойменной фаций.

VI терраса во многих местах была подвергнута расшурфовке в связи с осуществлением съемочных и поисково-опробовательских работ. На

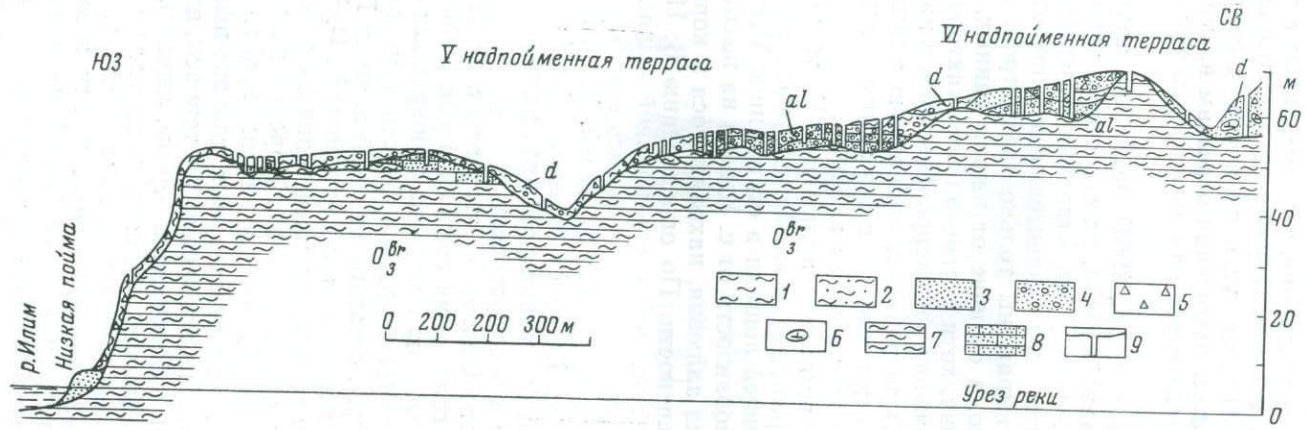


Рис. 12. Геологический профиль правого склона долины р. Илим близ дер. Зарубино

1 — глины и суглинки; 2 — супеси; 3 — пески; 4 — галечники; 5 — щебень; 6 — глыбы траппов; 7 — пестроцветные глины и аргиллиты; 8 — известковые песчаники и доломиты; 9 — шурфы

поперечном профиле (см. рис. 6) изображено строение рыхлого покрова террасы на левобережье Ангары против с. Невон. Мощность аллювиальных отложений здесь изменяется от 2—3 до 5—7 м. Аллювиальный покров всюду, где он сохранился в несмещенном состоянии, представлен галечниками и кроющими их песчано-глинистыми осадками.

В качестве иллюстрации к сказанному приведем разрез шурфа ниже р. Народимой (по Ф. Ф. Ильину):

	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Песок крупнозернистый, коричневый, с большими количествами хорошо окатанной гальки, песчаника, кварцита и кварца	0,6
3. Галька с небольшим количеством гравия. Состав и характер ее аналогичны указанным выше	0,15
4. Песок крупнозернистый, коричневый, с большим количеством гальки. В ее составе преобладают песчаник, кварцит и кварц	0,2
5. Песок желтовато-серый, без гальки	0,8
6. Плотик — пермский песчаник серого цвета	0,05

Состав гальки: кварц — 5,6%, кварцит — 24—42%, кислые изверженные породы — 8—20%, траппы — 5—13%, туфы — 16—38%.

Гранулометрический и петрографический состав галечников, а также минералогическая характеристика шлихов из них мало отличаются от подобных характеристик, касающихся галечников других террас.

В непереотложенном состоянии в аллювии VI террасы был обнаружен зуб *Equus sp. (caballus?)*, сохранность которого и степень минерализации позволили В. И. Громову высказать мнение о его относительно большой древности.

По наблюдениям в районе устья Оки Н. А. Логачев установил, что в разрезе аллювия галечники русловой фации имеют мощность 2,5—3,0 м. Поверх них залегают разнозернистые пески, обладающие косой слоистостью. Выше они сменяются пойменными отложениями мощностью до 5 м, выраженными переслаиванием илов и супесей с бобовинами лимонита и обломками раковин *Radix sp.* Отложения часто разбиты наложенной системой клинообразных грунтовых жил. В пойменных осадках у с. Нижне-Суворово этим исследователем найдены сильно фоссилизированные кости лошади и быка. Остатки лошади, по мнению Э. А. Вангенгейм, относятся скорее всего к *Equus sanmeniensis* Chard. et Piv., и именно не к ранним ее формам. Такое определение дало возможность датировать аллювиальные отложения верхним эоплейстоценом. С ними согласуются и данные о залегании в районе г. Усоля остатков быка и крупной лошади типа европейской *Equus mosbachensis* или *E. chosaricus* (определение О. В. Скалон) в нижней части горизонта покровных суглинков, перестилающих поверхность VI террасы.

VI терраса р. Илим также имеет поверхность, равную по высоте 60—65 м. Хотя в рельефе терраса выражена заметно, но вследствие размытой бровки и обычно заплывшего делювием тылового шва морфологической четкостью не отличается. Строение рыхлого покрова террасы изучено по нескольким линиям горных выработок (см. рис. 7, 11; 12).

Аллювиальные отложения террасы залегают на доколе из мергелей, аргиллитов или песчаников братской свиты и представлены галечниками мощностью 1—2,5 м, перекрытыми песками с подчиненными им прослоями суглинка или глины. Мощность аллювиальных накоплений в среднем равна 4—6 м. Соотношение мощности галечного и песчано-глинистого горизонтов аллювия примерно равное.

В качестве типичного можно привести разрез шурфа, пройденного на VI террасе близ дер. Зарубино:

	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Глина желтая, песчанистая, с включением одиночных галек кварца и кремня средней окатанности, диаметром 2—8 см, а также щебенки известковистых песчаников	1,2

3. Песок светло-серый, плотный, среднезернистый, полимиктовый, неслоистый, с включением одиночных галек кварца и кремня диаметром 1 см, а также гнезд желто-бурого, среднезернистого, полимиктового песка	1,5
4. Горизонт галечника с гравийно-песчаным материалом. Галька хромовой окатанности. Петрографический состав: кварц, кремьень, кварцит, кварцевый и известковый песчаник, гранит-аплит, аргиллит, траппы. Вмещающая масса представлена среднезернистым, глинистым песком желтого цвета	1,7 0,2
5. Доломит мелкокристаллический, плотный, серый	(видимая)

Здесь, под слоем покровных накоплений (слой 2), лежит аллювиальный песок, утративший первичные текстурные признаки, но, вероятно, относящийся к пойменной фации (слой 3), а на поверхности коренных пород располагается песчано-галечный горизонт русловой фации аллювия (слой 4).

В отложениях VI террасы близ дер. Бубново, в шурфе, вскрывшем аллювий в коренном залегании, В. П. Алексеевой были найдены обломки костей млекопитающих, из которых В. И. Громов определил остатки зуба лошади (*Equus caballus*), характеризующиеся довольно значительной степенью минерализации.

Одновозрастные отложения известны и севернее, в долинах Подкаменной и Нижней Тунгусок. На первой из этих рек отложения эоплейстоцена встречены автором (у пос. Чемдалск и фактории Угоян) в меридиональном отрезке ее течения. Они приурочены к уровню VI (60-метровой) террасы (рис. 13, 14). Аллювиальный покров вскрыт здесь рядом шурфов, которыми прослежен горизонт галечника, образованного галькой, в основном, кварца, кварцита, кремня с небольшой примесью широко распространенных, но менее устойчивых местных пород — песчаников, туфов и траппов. Эта терраса и соответствующие ей аллювиальные образования прослежены Г. М. Покровским в среднем и нижнем течении реки.

V надпойменная терраса возвышается над уровнем рек на 40—45 м. В долине Ангары она развита в ее расширениях и почти не прослеживается в суженных отрезках. Ее поверхность, как и более высоких уровней, несколько деформирована. Терраса имеет цоколь из коренных пород, на котором лежат аллювиальные осадки мощностью 2—6 м.

Приведем, по С. М. Цейтлину, типичный разрез отложений V террасы, наблюдавшийся им в шурфе, заложенном в 5 км выше устья Эдучанки и в 1 км от Ангары:

	Мощность, м
1. Почва	0,1
2. Песчано-галечные отложения. Песок среднезернистый, желтый, гальки в слое до 65%	0,5
3. Слой, аналогичный предыдущему, но с меньшим содержанием гальки (до 25%)	0,4
4. Песок среднезернистый, желтый, с сажистыми примазками. Встречаются единичные гальки	0,6
5. Песок среднезернистый, желтый, со значительным содержанием галечного материала (до 75%)	0,3
6. Глина красноватая, со щебнем песчаника	0,1

Здесь, как можно видеть, сохранился от размыва только сравнительно маломощный русловой аллювий.

V надпойменная терраса р. Илим, помимо Нижне-Илимского расширения долины, развита на левобережье реки против дер. Зарубино. На профиле, построенном по линии горных выработок (см. рис. 11, 12), видно строение этой террасы. Для ее аллювиальной толщи, судя по упомянутому разрезу, характерно залегание в низах мелкогалечного и гравийного материала, заключенного в разнозернистом промытом песке. Выше лежат промытые пески. Средняя мощность аллювия равна здесь 5—6 м. Галечники существенно преобладают над песками и глинами. Среди

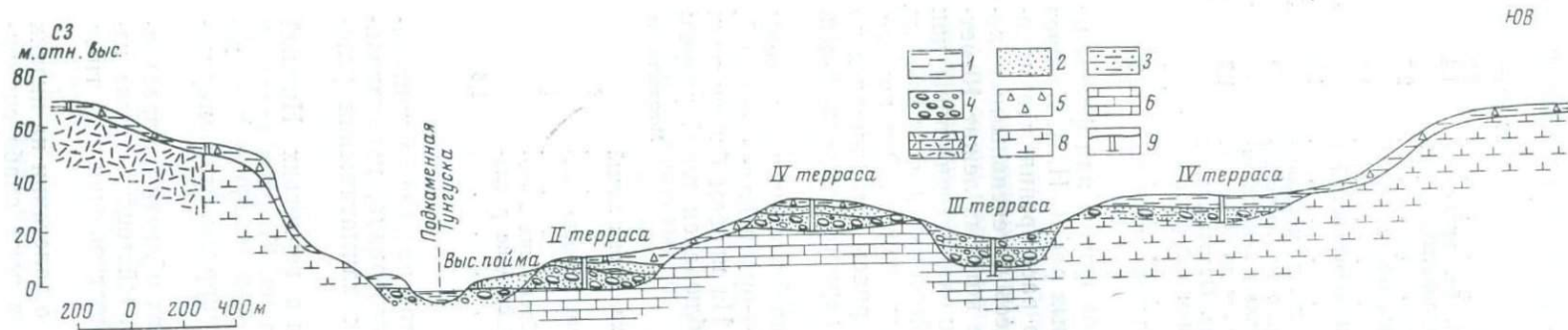


Рис. 13. Геологический профиль долины Подкаменной Тунгуски у фактории Угоян
 1 — глина и суглинок; 2 — пески; 3 — супесь; 4 — галечник; 5 — щебень; 6 — песчаник; 7 — туф; 8 — траппы, 9 — шурфы.

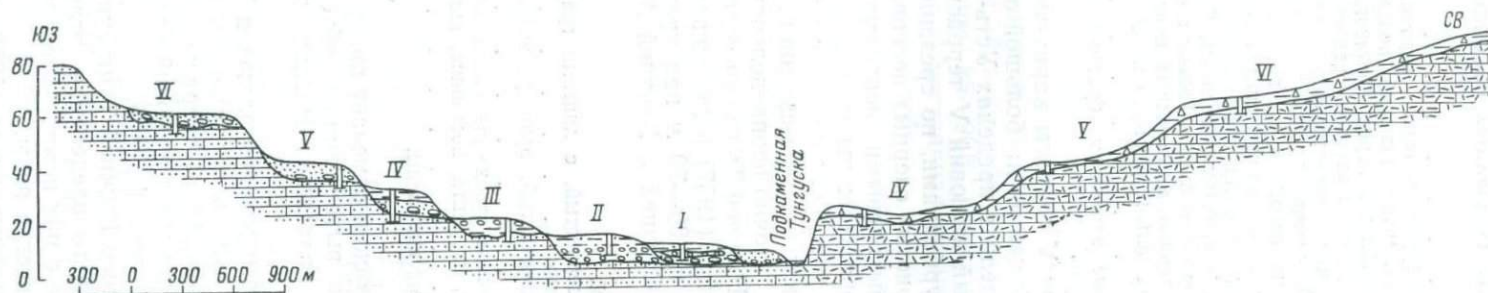


Рис. 14. Геологический профиль долины Подкаменной Тунгуски у пос. Чемдальск
 Условные обозначения см. рис. 13

последних часть относится к аллювиальным образованиям, а их верхний горизонт принадлежит делювию.

Приведем разрез шурфа, пройденного на террасе и вскрывающего полную мощность ее рыхлых накоплений.

	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Глина темно-бурая, плотная, жирная, неслоистая, без включений	1,4
3. Песок желтый, мелкозернистый, полимиктовый, неслоистый, с редкой разрушенной щебенкой пород братского горизонта	2,7
4. Песок серый, полимиктовый, среднезернистый, рыхлый, с редкой галькой кварца, кремня и известковистого песчаника	1,7
5. Песок серый, слегка глинистый, полимиктовый, мелкозернистый с единичными гальками кварца и кремня	1,3
6. Галечный материал, включенный в песок желтого цвета, мелкозернистый, полимиктовый. Галька представлена кварцем, кремнем, известковистым песчаником, кварцитом и траппом. Галька песчаника плохо окатана, другие породы окатаны лучше. Гальки в слое содержится до 50%	1,7
7. Галечный материал, аналогичный описанному выше. Отличается от него серой окраской цементирующего песка и его большим содержанием в слое	2,9
8. Пестроцветные аргиллиты братской толщи. Видимая мощность	0,3

В отложениях V террасы каких-либо остатков фауны или флоры не было найдено, несмотря на большой объем горных работ. Н. А. Логачев и др. (1964) видели в пределах Усть-Окинского расширения, что мало-мощный галечный аллювий V террасы смят здесь интенсивными наложенными криотурбациями, по срезанной кровле которых лежит 10-метровая толща слоистых озерных песков. Эти пески охарактеризованы как будто спорово-пыльцевыми спектрами темнохвойной тайги и, по мнению указанного автора, должны относиться к межледниковью. Эти данные, достаточные для суждения о том, что аллювий террасы накапливался до эпохи первых криогенных процессов и, вероятно, первого межледниковья, тем не менее достаточно неопределенны.

В верховьях Нижней Тунгуски отложения эоплейстоцена прослежены В. Ю. Малиновским (1957) и связывались им с V—рудянской — террасой, возвышающейся на 60—70 м над урезом реки. На правом берегу реки между устьями Средней и Верхней Анкулы наблюдался такой разрез:

	Мощность, м
1. Дерновый слой	
2. Песок грубозернистый, с линзами гравия и гальки, пронизанный мерзлотными клиньями	2,3
3. Песок среднезернистый, ярко-оранжевый, с линзами хорошо окатанной гальки	1,6
4. Гравийно-галечные отложения, сильно обохренные. Среди них встречаются гальки кварца, кварцита, песчаника, яшмы, кремня; средние размеры галек 5—6 см	1,8
Ниже залегают юрские глины.	

В. Ю. Малиновский отмечает присутствие в этом разрезе сравнительно устойчивого к выветриванию обломочного материала, накапливавшегося, как он полагал, в мягких и влажных климатических условиях.

О времени формирования аллювия V террасы в верховьях Нижней Тунгуски можно судить по условиям его залегания. Терраса отделена от урвня VI (100—110 м) террасы уступом высотой 40—50 м. В то же время к ней прислоняется аллювий более низкой террасы, охарактеризованный плейстоценовой фауной.

Ниже по течению Нижней Тунгуски, в пределах области распространения максимального оледенения, отложения эоплейстоцена также известны, но данные о них немногочисленны и взаимоотношения с другими отложениями не всегда ясны.

Так, М. Н. Благовещенская (1955) упоминает о залегании на низких гипсометрических отметках, несколько выше уреза реки, слабо сцемен-

тированных песчаников, в которых комплекс пылицы и, в частности, сосны (*Pinus* из секции *Strobus*) указывает на их эоплейстоценовый возраст. Вероятно, их возрастные аналоги — песчано-галечные и валунные накопления, наблюдавшиеся С. М. Цейтлиным (1960) в самой долине Нижней Тунгуски и в бассейнах ряда ее левобережных притоков. В перечисленных местах эти отложения залегают под мореной максимального — самаровского — оледенения.

Помимо залегания на высоких надпойменных террасах, эоплейстоценовые накопления выполняют в долинах многочисленные локальные понижения эрозионного происхождения. Ссылки на наличие подобного рода котловин у тыловых швов высоких террас низовьев р. Илима, выполненных песчано-галечными и щебнистыми образованиями мощностью до 20 м, содержатся в работе автора (Равский, 1959а). Более крупные эрозионные понижения, заполненные антропогенными отложениями, известны в долине Ангары — в пределах Падунского сужения и следующего за ним Осинского расширения (Растворова, Сахарова, 1959; Болотина и др., 1961; Боярская, 1961). По сведениям этих авторов, параллельно Падунскому сужению протягивается понижение длиной 500—700 м, представляющее собой древнюю погребенную падь, выполненную тонкозернистыми песками 50—60 м мощности. Т. Д. Боярская привела результаты спорово-пыльцевого анализа верхней части песков (до глубины 25 м). В спорово-пыльцевых спектрах всех образцов обнаружено преобладание пылицы древесных пород, достигающее 85—90%. Среди них доминирует пыльца сосны или березы. Характерна постоянная примесь пылицы широколиственных пород — вяза, лещины и дуба.

В Осиновском расширении долины Ангары, на террасовидной поверхности расположено несколько глубоких эрозионных котлов, образование которых связано с действием огромных водоворотов. Эти впадины выполнены на глубину 80—100 м аллювиальными гравийно-галечными отложениями с редким чередованием прослоев супеси и песка. Спорово-пыльцевые спектры верхней (0—44 м) и нижней (44—83 м) частей разреза оказались различными (рис. 15). Для нижней части характерна пыльца древесных пород, образующих темнохвойную тайгу, — пихты, ели и кедра с примесью пылицы экзотических хвойных и широколиственных (вяз). Среди травянистых растений примечательно присутствие пылицы полны мезофильных видов.

В спектрах верхней части разреза соотношения пылицы древесных пород существенно изменяются. Резко преобладает пыльца сосны (50—70%) и березы (20—25%), пыльца же пихты исчезает совсем, а ели резко сокращается.

В доледниковую, по С. С. Воскресенскому (1959), эпоху в связи с прекращением свободного стока предаянских рек в сторону Байкала произошло заполнение долин Предаянья озерными, речными и дельтовыми осадками. Отложения одного из озерных водоемов наблюдались С. С. Воскресенским на левом берегу р. Иркуты у с. Максимовщина (Гричук, 1959). В скважине здесь прослежена толща переслаивающихся легких и тяжелых суглинков и мелкозернистых песков. В суглинках обнаружена пыльца гидрофитов и гидрофитов — *Sparganium*, *Typha*, *Potamogeton*, *Hydrocharitaceae* и два вида водоросли *Pediastrum*.

Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скважиной у с. Максимовщина, приведена М. П. Гричук (1959). Из нее видно, что по составу пылицы разрез может быть разделен на две части. Низам его (приблизительно до кровли слоистых темных суглинков) соответствует на диаграмме максимум пылицы ели и кедра, что свидетельствует о распространении темнохвойной тайги из ели, кедра, пихты; обнаружена пыльца экзотической сосны из секции *Strobus*, являющаяся реликтом третичной растительности. Широколиственные породы здесь не встречаются. Верхняя часть диаграммы свидетельствует о вытеснении сосной ели

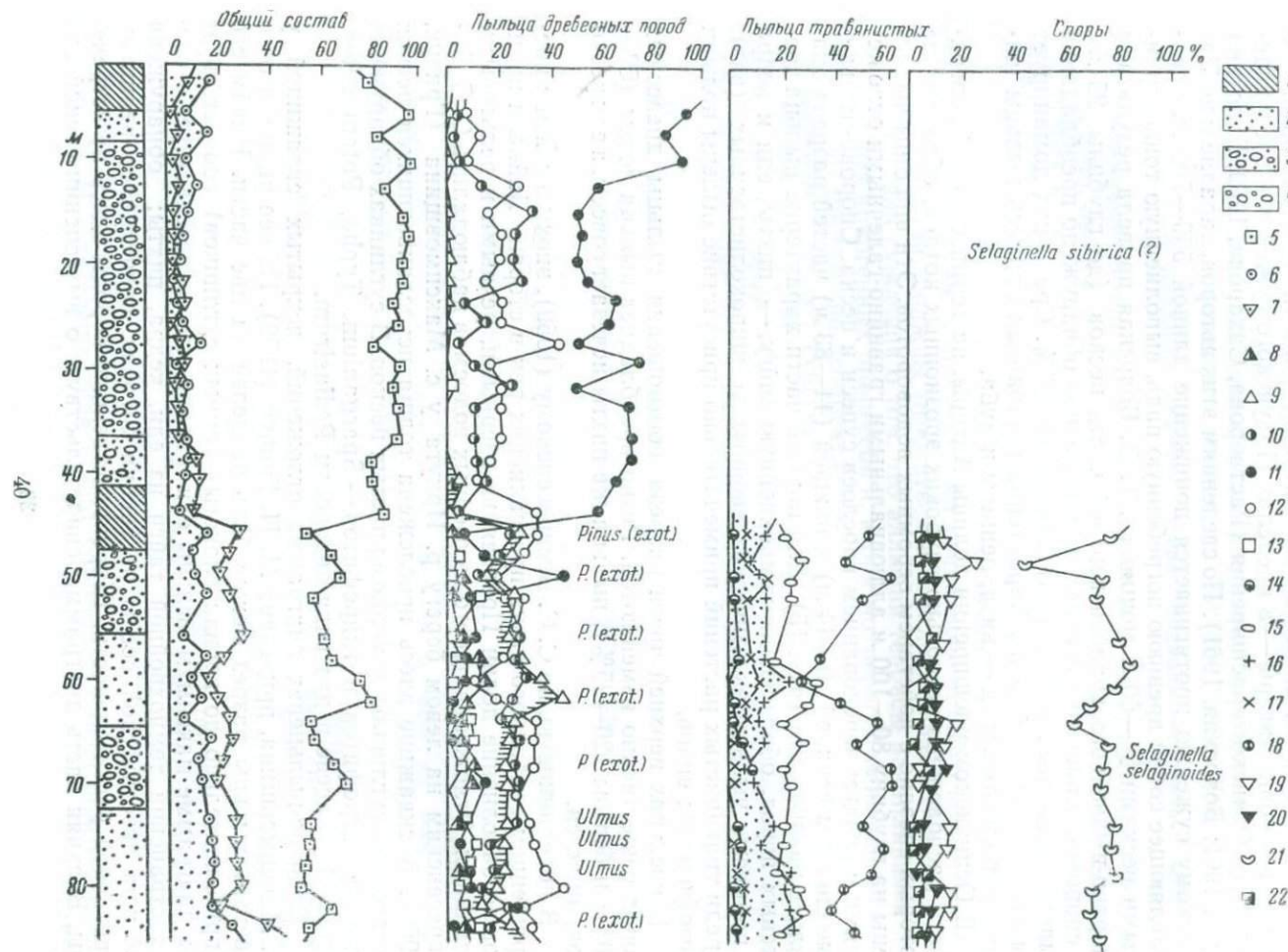


Рис. 15. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювиальных эоплейстоценовых отложений правого берега р. Ангары в Осиновском расширении (составлена Г. Д. Боярской)

1 — суглинок; 2 — песок; 3 — крупнозернистый песок с включением гальки; 4 — гравийно-галечниковый горизонт; 5 — сумма пыльцы древесных пород; 6 — сумма пыльцы травянистых растений; 7 — сумма спор высших споровых растений; 8 — пихта (*Abies*); 9 — ель (*Picea*); 10 — сосна кедровая (*Pinus sibirica*); 11 — сосна обыкновенная (*Pinus silvestris*); 12 — береза (*Betula*); 13 — ольха (*Alnus*); 14 — злаки (*Gramineae*); 15 — осоковые (*Cyperaceae*); 16 — полынь (*Artemisia*); 17 — лебедовые (*Chenopodiaceae*); 18 — разнотравье; 19 — зеленые мхи (*Bryales*); 20 — сфагновые мхи (*Sphagnum*); 21 — папоротниковые (*Filicales*); 22 — плауновые (*Lycopodiaceae*)

и кедра, о широком участии березы и, возможно, лиственницы. Количество пылицы травянистых растений вверх по разрезу возрастает. Эти различия мы толкуем как принадлежность разреза к нижнему и среднему эоплейстоцену.

Из приведенного обзора видно, что в области Средне-Сибирского плоскогорья отложения эоплейстоцена приурочены к уровням четырех-пяти надпойменных террас или выполняют локальные переуглубленные участки в долинах. В Предбайкалье, где неотектонические движения отличались большим размахом и разнообразием, эоплейстоценовые образования выполняют переуглубленные участки современных долин или залегают в древних, брошенных ныне долинах в области современных междуречий.

В серии надпойменных террас главных долин террасы, на которых сохранился эоплейстоценовый аллювий, занимают определенное место. Они располагаются ниже заведомо древнейших третичных террас, аллювиальные образования которых несут яркие признаки наложенного химического выветривания, но выше уровня плейстоценовых террас.

Рассмотрев имеющиеся данные об эоплейстоценовых отложениях Средне-Сибирского плоскогорья, обратимся далее к этим же осадкам, составляющим заметную часть геологического разреза Тункинской межгорной впадины и других соседних впадин этой системы.

Отложения эоплейстоцена Тункинской впадины

Система Тункинских межгорных впадин разделяет горные сооружения Восточного Саяна и Хамар-Дабана и протягивается в западном направлении от юго-западного окончания Байкала до озера Косогол, расположенного уже на территории Монголии. Она состоит из шести впадин различной величины, но с выдерживающейся широтной ориентировкой: Мондинской, Туранской, собственно Тункинской, Торской, Быстринской (с запада на восток); к северу от Туранской впадины располагается еще одна — Хойтогольская. С севера все эти впадины ограничены крутым уступом Тункинского хребта, а с юга — более пологим склоном Хамар-Дабана. Между собой они разделены пониженными относительно гор перемычками; днища их последовательно снижаются с запада на восток от отметок почти в 1000 м до 550—500 м над ур. м. Из всех впадин Тункинская имеет наибольшие размеры. По протяженности она достигает 50—60 км, а по ширине — 20—25 км.

Указанные межгорные впадины выполнены толщей палеогеново-неогеновых угленосных отложений, а также мощными накоплениями антропогена. Угленосная толща образована сравнительно однообразным в литологическом отношении комплексом озерных и прибрежноозерных образований — глин, алевроитов и песков, которым подчинены отдельные прослои и линзы карбонатных отложений, диатомитов и бурых углей.

Среди отложений антропогена можно различить образования элювиального, делювиального, солифлюкционного, пролювиального, аллювиального, озерного, ледникового, водно-ледникового и вулканического происхождения. Эти образования выражены разнообразными типами пород, частично связанными с соответствующими формами рельефа.

Соотношения основных литолого-стратиграфических горизонтов в разрезе собственно Тункинской впадины были выяснены в результате глубокого бурения и графически представлены Н. А. Логачевым (1958а).

Разрез отложений этой впадины мы начинаем рассматривать с нижнеплиоценовой красноцветной коры выветривания. О ее развитии в Еловском отроге сообщали Н. А. Логачев (1958б) и Н. А. Флоренсов (1960). Мы ее наблюдали в долине р. Хобок в 4—4,5 км выше выхода этой реки в пределы Тункинской впадины. Здесь в высоком, почти вертикальном правом склоне долины отчетливо видны три покрова базальтов, причем

верхний покров отделяется от среднего горизонтом красновато-бурого шлака мощностью 1,5—2 м, а средний от нижнего — щебневатой глиной кирпично-красного цвета мощностью 0,8—1,2 м. Элювиальная природа глины доказывается очень постепенным ее переходом в подстилающий базальт и наличием в ней более или менее крупных совершенно неокатанных его обломков. Кровля красноцветной глины, напротив, довольно четкая. В верхней части количество обломков в ней значительно снижается, а их размеры уменьшаются. Другие красноцветные образования в пределах Тункинских впадин неизвестны, хотя продукты разрушения красноцветных глин, судя по результатам литологического изучения, содержатся в охристых песчано-галечных или щебнистых отложениях (Логачев, 1958а; Флоренсов, 1960). Эти отложения локализованы у подножья Тункинских гольцов и Еловского отрога, в Быстринской, Торской и собственно Тункинской впадинах.

Нижний — средний эоплейстоцен (охристая¹ свита). Отложения охристой свиты вовлечены в новейшие поднятия и расчленены системой мелких рек — притоков р. Иркут, благодаря чему доступны для непосредственного наблюдения на бортах впадин. В центральной части впадин они погребены под мощными толщами более молодых отложений. Толща лежит с размывом на осадках угленосной свиты и в нижней части образована слоистыми плотными песками с включениями более грубого, гравелистого и галечного материала только в отдельных прослоях. Верхняя ее часть сложена валунно-галечными или щебнистыми накоплениями. Величина и характер окатанности обломков варьируют в широких пределах. Их размеры по направлению от гор внутрь впадины довольно быстро уменьшаются, и в средней части Тункинской впадины распространены только пески. В обломочном материале толщи содержатся петрографические разновидности горных пород, развитых в ближайших хребтах: разнообразные кварциты и кристаллические сланцы с примесью мрамора, жильного кварца и базальтов. Цементирующим материалом являются глинистые разнозернистые пески, обогащенные примесью лимонита, образующего также разнообразные стяжения. Благодаря этому вся толща имеет охристую окраску. По данным бурения, мощность описываемой грубообломочной охристой толщи определяется цифрой, близкой к 500 м.

Однако мощные толщи охристой свиты видны непосредственно и в обнажениях. Например, в сравнительно небольшой по размерам Быстринской впадине они вскрываются на протяжении более 200 м в подмыве левого берега Иркуты против устья р. Большой Быстрой. Здесь эти отложения составляют цоколь II (12—14 м) террасы р. Иркут. Аллювиальная толща террасы имеет мощность 7 м, а ее цоколь возвышается на 6—8 м над меженим урезом реки (рис. 16). Благодаря



Рис. 16. Разрез антропогенных отложений в обнажении на левом берегу р. Иркут против устья Большой Быстрой

1 — почва; 2 — суглинок; 3 — песок; 4 — гравий; 5 — галечник; 6 — конгломерат; 7 — песчаник; 8 — лигнит

¹ Наименование свиты «охристая», утвердившееся в литературе по Прибайкалью, не отвечает требованиям стратиграфической номенклатуры, но принимается нами в целях преемственности.

ря тому что породы цоколя сильно нарушены в залегании и слои поставлены под крутым углом (60—90°), вдоль реки прослеживается некоторая часть геологического разреза свиты (приводим сокращенное описание пород, выходящих в цоколе террасы вверх по реке от подошвы конгломератовой пачки):

Мощность, м

1. Конгломерат мелкогалечный, сцементированный сильно охристым песчано-гравийным материалом. В составе гальки: кварцитовидные песчаники, кварциты, граниты, кремни, жильный кварц, базальты. Размеры гальки в среднем колеблются в пределах 1—3 см, окатанность в общей массе хорошая, но присутствуют и угловатые обломки. Удлиненные гальки ориентированы согласно слоистости	2,4
2. Песчаник разнозернистый, полимиктовый, с линзами гравия и мелкими рассеянными гальками, с железисто-глинистым цементом, тонкослоистый	1,2
3. Конгломерат, подобный описанному в слое 1	1,0
4. Песчаник зеленовато-серый, среднезернистый, с мелкими обломками слабо лигнитизированной древесины	0,8
5. Конгломерат, подобный описанному в слое 1. Отличается от него более крупным размером галек и включением валунов диаметром до 0,5 м. Содержание цементной части резко подчинено обломочной. Есть прослойки и линзы серовато-зеленого песчаника. Азимут падения 190—200°, угол 60—70°	12

В полузадернованных обнажениях вверх по реке еще на 150 м прослеживается чередование слоистых обохренных песчаников с резко подчиненными прослоями конгломерата. В этом же направлении происходит заметное выполаживание угла падения пластов.

Вниз по реке от подошвы конгломератовой пачки (слоя I приведенного обнажения) прослеживается:

Мощность, м

1. Песчаник разнозернистый, гравелистый, серовато-желтый, рыхлый, тонкослоистый	1,1
2. Песок разнозернистый, желтовато-серый, в отдельных прослоях с гравием, включает маломощные прослои суглинка темно-серого, грубого, обогащенного слабо обугленными растительными остатками	7,1
3. Песок мелкозернистый, однородный, серовато-черный, тонкослоистый, с остатками лигнитизированной древесины	0,8
4. Песок, аналогичный описанному в слое 2	5,0

Слой в этом обнажении стоит, как и конгломератовая пачка, почти вертикально. Характер контакта с конгломератовой пачкой здесь установить не удастся. Можно лишь полагать, что он согласный или проходит по линии небольшого размыва.

Более ясно этот вопрос решается в другом большом обнажении, посещаемом всеми исследователями Тункинской впадины, — в оползневом цирке, замыкающем истоки речки Замарахи. Здесь, на толще переслаивания песков, супесей и суглинков, относящихся к угленосной свите, с небольшим несогласием и размывом лежит 8—12-метровая пачка конгломератов, включающая подчиненные по мощности прослои песчаника. Н. А. Флоренсов (1960) полагает, что во внутренних частях Тункинской впадины контакт угленосной и охристой свит повсюду согласный, а по ее периферии наблюдается размыв.

Для охристой свиты характерны ясно выраженная слоистость и большое количество хорошо окатанных галек. Это позволяет предполагать ее водное происхождение. В то же время ее примыкание к склонам Тункинского хребта, присутствие слабо оглаженных обломков не может не навести на мысль об участии в ее строении пролювиальных фаций. Эти противоречивые данные могут, по-видимому, быть согласованными, если считать, что пролювиальные в основном выносы переотлагались в мелководном озерном водоеме. Об озерном, а не речном происхождении свиты в указанных местах свидетельствует отсутствие косо наслоенных серий и аллювиальных фаций.



Рис. 17. Пролювиальные щебнистые отложения охристой свиты. Обнажение к востоку от д. Подкукой

Однако в составе охристой свиты известны и другие по условиям образования отложения. Вдоль северного борта Торской впадины на расстоянии нескольких километров к востоку от дер. Подкукой прослеживается щебнисто-галечная буровато-охристая толща (рис. 17). В увале близ этой деревни она вскрыта в карьере на глубину 26 м. В стенках карьера можно наблюдать единую толщу, образованную угловатыми или слабо окатанными обломками нескольких разновидностей светлого и серого кварцита, метаморфических сланцев, жильного кварца и пузырчатого базальта. Обломки неоднородны по размерам и варьируют от мелкого щебня до валунов диаметром 0,3—0,4 м. Основная масса их имеет размеры 5—8 см. Обломочный материал связан рыхлым промытым песчано-гравелистым глинистым цементом, неравномерно сильно обохренным. Этот материал также обособляется в отдельные прослои и линзы мощностью от 0,2—0,3 до 1 м. Благодаря этому толща явственно слоиста. Слоистость выражается также в сортировке обломков по крупности, в изменении интенсивности окраски. Слои обнаруживают падение в сторону Торской впадины под углом 15—20°. Судя по отметкам увала, мощность толщи не менее 70—80 м. Положение толщи у подножия Тункинского хребта и интенсивная охристая ее окраска позволяют поставить толщу в один ряд с конгломератами Быстринской впадины и верховьев р. Замараихи и считать ее пролювиальным аналогом быстринских конгломератов.

Сходные образования наблюдались нами и в Еловском отроге по р. Хобок, где удалось видеть внедрение в эту толщу маломощных пластовых залежей базальта. Н. А. Логачев (1958а) указывал на ритмическое строение этих толщ: каждый из ритмов состоит из конгломератов, брекчий, песчаников и суглинков.

В одной из буровых скважин, заложенных между реками Хобок и Ахалак (скв. 71) в толще глин в интервале 139—154 м встречены остракоды, среди которых М. П. Грамм (1965) выявил верхнеплиоценовую форму *Cytherissa lacustris* (G. O. Sars).

Песчано-глинистый цемент конгломератов и рыхлые песчаники в обнажении у устья р. Большой Быстрой подверглись спорово-пыльцевому

анализу (Равский и др., 1964). Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 18), по мнению Л. В. Голубевой, показывает различные климатические условия, при которых формировались нижняя и верхняя части толщи. Во время образования нижней ее части произрастали хвойные леса из ели с большим участием тсуги и небольшой примесью сосен и широколиственных пород. Тсуга представлена не менее чем тремя-четырьмя видами. Количество ее пыльцы в образцах составляет в среднем 3—5% и максимумом — 16%. Ель в основном принадлежит секции *Euricea* и только в небольшом количестве секции *Otogica*. Сосны принадлежат нескольким видам. Определена пыльца *Pinus sec. Eupitys* (типа *P. silvestris*), *P. sec. Sembrae*, *P. sec. Strobilus*. В небольшом количестве присутствует пыльца *Juglans*, *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Corylus*, *Myrica*. Довольно много пыльцы березы и ольхи. Судя по такому составу спорово-пыльцевого спектра, климат в это время был теплый и влажный.

Во время формирования средней и верхней частей песчано-галечной толщи, вскрытой у устья р. Быстрой, еловые леса с тсугой сменились березовыми с большим участием ольхи. Тсуга еще присутствовала, но уже в небольшом количестве (1—3%) и была представлена всего одним-двумя видами. Сосны было мало, и в видовом отношении она более однообразна, чем во время отложения нижней части толщи. Пыльцы *Pinus sec. Strobilus* не обнаружено. Пыльца *Juglans* и *Myrica* встречена единично. В небольшом количестве присутствует пыльца *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Carpinus*. По-видимому, эти древесные породы все еще принимали участие в растительном покрове. Кроме того, значительно увеличилась роль травянистого покрова (количество пыльцы недревесных растений достигает 41—43%). Следовательно, березовые леса были разреженными и чередовались со степными участками. В составе трав много ксерофитов (пыльцы полыни до 60%, лебедовых до 10% и злаков до 40%). Следует сделать вывод, что климат стал холоднее и суше.

Во время формирования самого верхнего слоя песчано-галечных отложений снова возрастает участие ели в растительном покрове, что свидетельствует о некотором увлажнении.

Среди ископаемой фауны беспозвоночных, встреченной Н. А. Логачевым (1958б) в конгломератах долины р. Хобок, Г. Г. Мартинсон определил следующие формы: *Carychium aff. minimum* Müll., *Columella edentula* Drap., *Succinea* sp., *Vallonia pulchella* Müll., *Goniodiscus ruderatus* Stud.

Весь этот комплекс наземных моллюсков вследствие распространения в широком возрастном диапазоне и из-за приспособленности к жизни в различных условиях умеренных и высоких широт (Лихарев, Раммельмейер, 1952) не может указывать на стратиграфическое положение толщи. Для выяснения этого вопроса большое значение имеет тот факт, что описываемая толща во время накопления в значительной степени заимствовала материал красноцветной коры выветривания (Флоренсов, 1960).

В соседних районах Западного Забайкалья продукты перемыва и переотложения красноземных почв заключают довольно разнообразную фауну млекопитающих, которая определенно намечает стратиграфическое тождество вмещающих ее отложений с нижнесаньэньской свитой Северного Китая. Эта свита служит возрастным эквивалентом европейского виллафранка, и почти все современные китайские геологи включают ее в состав антропогена.

Таким образом, охристая песчано-галечниковая и щебнистая толща по условиям залегания должна относиться к раннему антропогену, а именно к ранне-среднеэоценовому времени.

Частично переславываясь с охристой свитой, частично, по-видимому, фацциально замещая ее верхнюю часть, лежат туфогенно-осадочные образования. В разрезе впадин байкальского типа эти породы выявлены

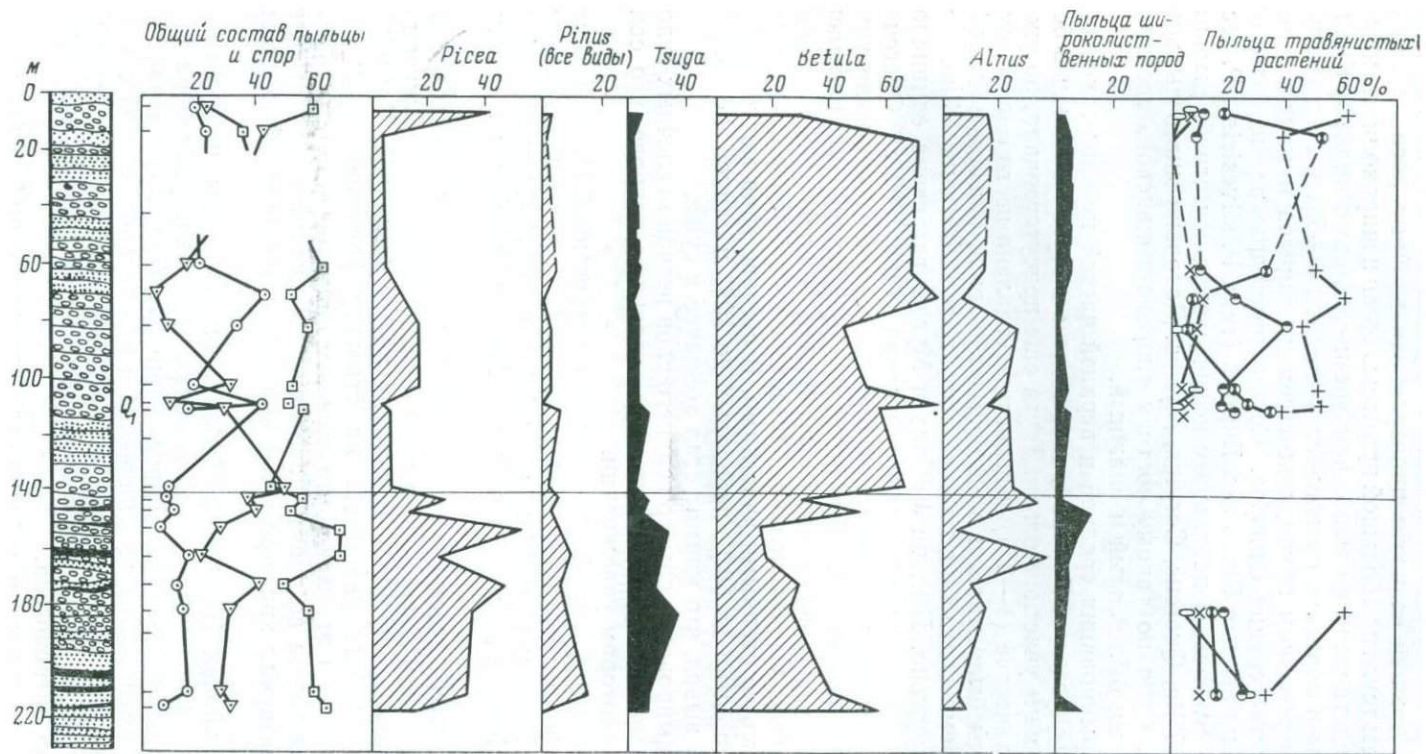


Рис. 18. Спорово-пыльцевая диаграмма песчано-галечных отложений охристой свиты поразрезу у устья Большой Быстрой (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3



Рис. 19. Пески самаровского горизонта в обнажении Белый Яр (Тункинская впадина). В основании — скальный выход пород туфогенной толщи среднего эоплейстоцена

сравнительно недавно. Упоминание о них содержится в работе А. А. Журавлевой (1936), но полное их описание приведено лишь Н. А. Логачевым (1958б) и Н. А. Флоренсовым (1960).

В обнажениях туфогенно-осадочные породы выходят только в восточной части Тункинской впадины, тяготеющей к Еловскому отрогу. В некоторых буровых скважинах они зафиксированы на охристых отложениях описанной толщи.

В обнажении Белый Яр I, расположенном на левом берегу р. Иркут, в 1,5 км ниже с. Зактуй, туфогенные отложения выходят выше меженного уровня реки (рис. 19) и представлены зеленовато-черным толстоплитчатым туфопесчаником, местами замещенным скоплением пирокластического базальтового материала. Местами, например в верховьях р. Замарайхи, туфогенные отложения переслаиваются буровато-серыми песчаниками и иногда включают базальты в виде секущих или пластовых тел. Мощность туфогенной толщи, судя по данным бурения, достигает 100 м и более.

В отложениях туфогенно-осадочной свиты не найдены какие-либо флористические или фаунистические остатки, и ее геологический возраст определяется по положению в разрезе между осадками нижнего эоплейстоцена и лежащими выше образованиями.

В обнажении Белый Яр I, на размытой поверхности туфобрекчий и туфопесчаников залегает верхнеэоплейстоценовая толща горизонтально-слоистых илстых темных супесей и песков с торфянистыми прослойками, чередующимися с тонкими, более светлыми песками. В чередовании слоев заметно преобладает первая разновидность. Мощность этих отложений равна 4—5 м. Пачка озерно-болотных осадков прослеживается и выше по реке и вскрывается в обнажении, расположенном в 3 км выше по течению (Белый Яр II). Здесь, в темных илстых супесях и суглинках, собраны многочисленные остатки моллюсков, а также семена и плоды растений.

Среди массы раковин моллюсков Я. И. Старобогатов отметил присутствие *Gyraulus acronicus* var., *Helicorbis sujunensis* Star., *H. sp.*, *Lymnaea* aff. *viridis*, *Succinea* ex gr. *oblonga* Drap. Моллюски, кроме последней

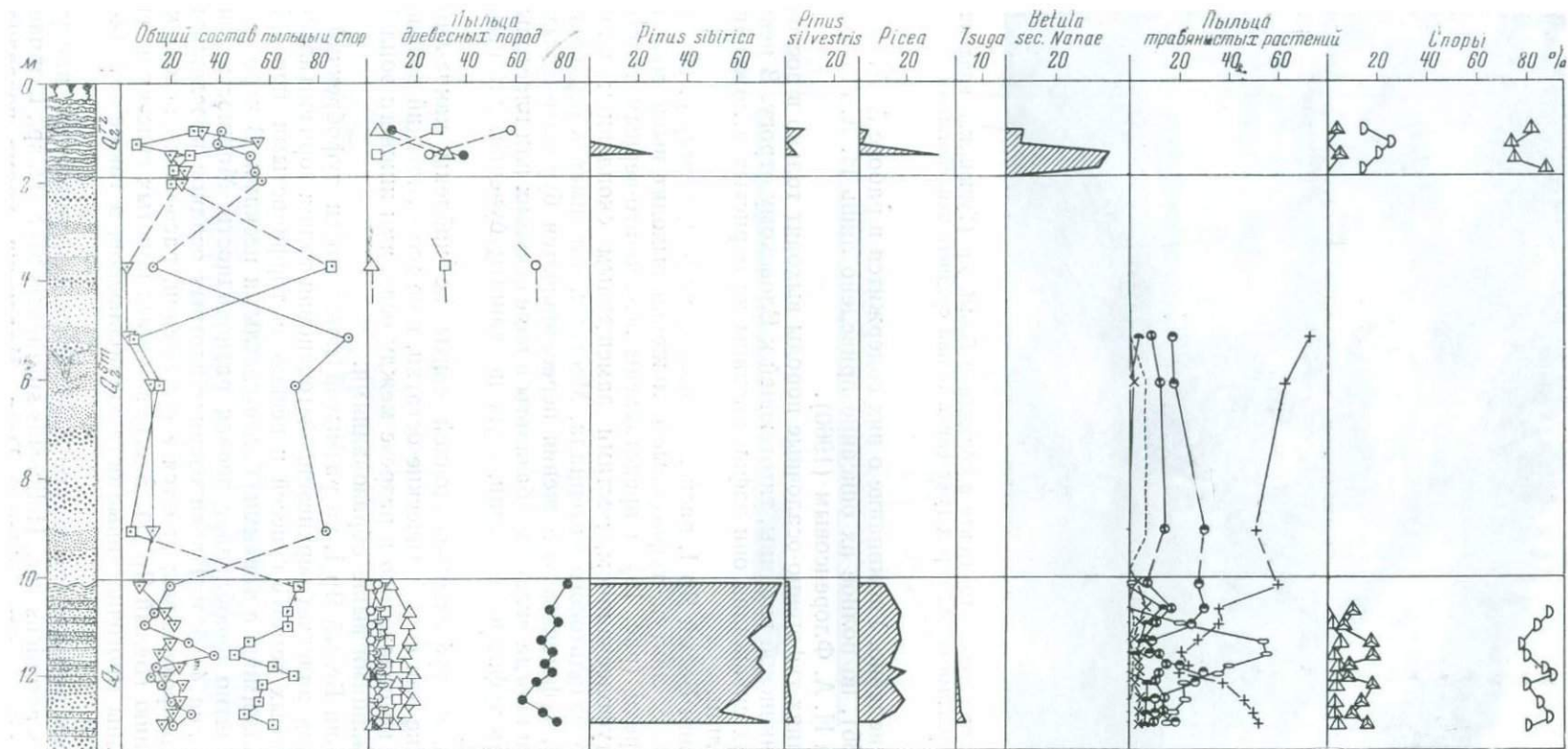


Рис. 20. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Белый Яр II, левый берег р. Иркут у с. Зактуй (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

формы, свидетельствуют об условиях застойных мелких водоемов или слабо проточных вод. По ряду признаков Я. И. Старобогатов установил сходство *Succinea ex gr. oblonga* с китайскими формами и заключил, что *Syngaulus ascopiacus* весьма близка к виду, населяющему и сейчас пойму Амура в пределах Приморья.

Палеокарпологический анализ торфянистых супесей, проведенный Ю. М. Трофимовым, указал на содержание в них семян и плодов следующих растений: *Carex rostrata* Stok., *C. sec. Vignea*, *Hippuris vulgaris* L., *Myriophyllum verticillatum* L., *Polygonum amphibium* L., *Potamogeton praelongus* Wulf., *P. alpinus* Ball., *Ceratophyllum submersum* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Potentilla* sp.

В этом списке перечислены растения, которые, по данным Н. Я. и С. В. Кац (1946), произрастают в стоячих и медленно текущих водах южной части лесной зоны Европейской части СССР и Западной Сибири.

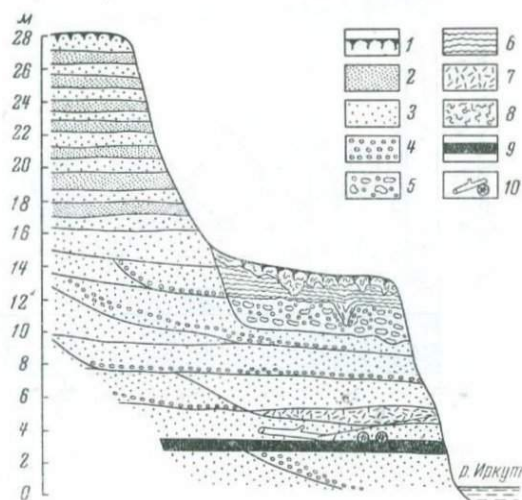
Наиболее полные данные о характере растительности времени образования озерно-болотных отложений видны по результатам спорово-пыльцевого анализа. Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 20), по данным Л. В. Голубевой, показывает, что во время их накопления существовали хвойные леса с господством сибирского кедра, а также со значительным участием ели, лиственницы, с небольшой примесью пихты, березы, ольхи. При отложении самых нижних слоев в состав леса входила тсуга, а также единичные представители экзотических хвойных (встречена пыльца сосен из секции *Сembrae*). Количество пыльцы тсуги в образце из нижнего слоя составляет 3%, выше по разрезу содержание ее постепенно уменьшается, и в верхней части озерно-болотных осадков она отсутствует. В ряде образцов встречаются пыльцевые зерна вяза (*Ulmus aff. pumila* L.). Травянистый покров представлен в основном злаками, осоками, разнотравьем, полынью, а также папоротником. Присутствовали лесные виды плаунов (*Lycopodium annotinum*, *L. clavatum*).

В разрезах Белого Яра I и II описываемая толща эоплейстоцена срезается вышележащими песками, и ее верхние горизонты размыты. Их можно проследить в другом обнажении — в подмыве правого берега р. Иркут у устья р. Большой Тибельти (Торская впадина). Здесь эта толща слагает цоколь II надпойменной террасы, достигающей высоты 12—14 м. От уреза реки и до подошвы аллювия эоплейстоценовые образования сложены косослоистыми песками, переслаивающимися с гравием и мелкой галькой. Слоистость явно речного характера, вследствие чего эти отложения должны считаться аллювиальными. Их накопление было, однако, прерывистым, о чем свидетельствуют слои погребенного торфяника и гиттин, включенные в толщу гравелистых песков.

Соотношения аллювиальных отложений террасы с аллювиальными отложениями ее цоколя и наращивающими их озерными отложениями показаны на схеме (рис. 21).

Рис. 21. Схема обнажения по правому берегу р. Иркут у устья р. Большой Тибельти

1 — почва; 2 — песок тонкозернистый глинистый; 3 — песок среднезернистый промытый; 4 — гравий; 5 — галечник; 6 — супесь волнистослоистая; 7 — торфяник; 8 — торфяник, смятый мерзлотой; 9 — гиттия; 10 — крупные обломки древесины



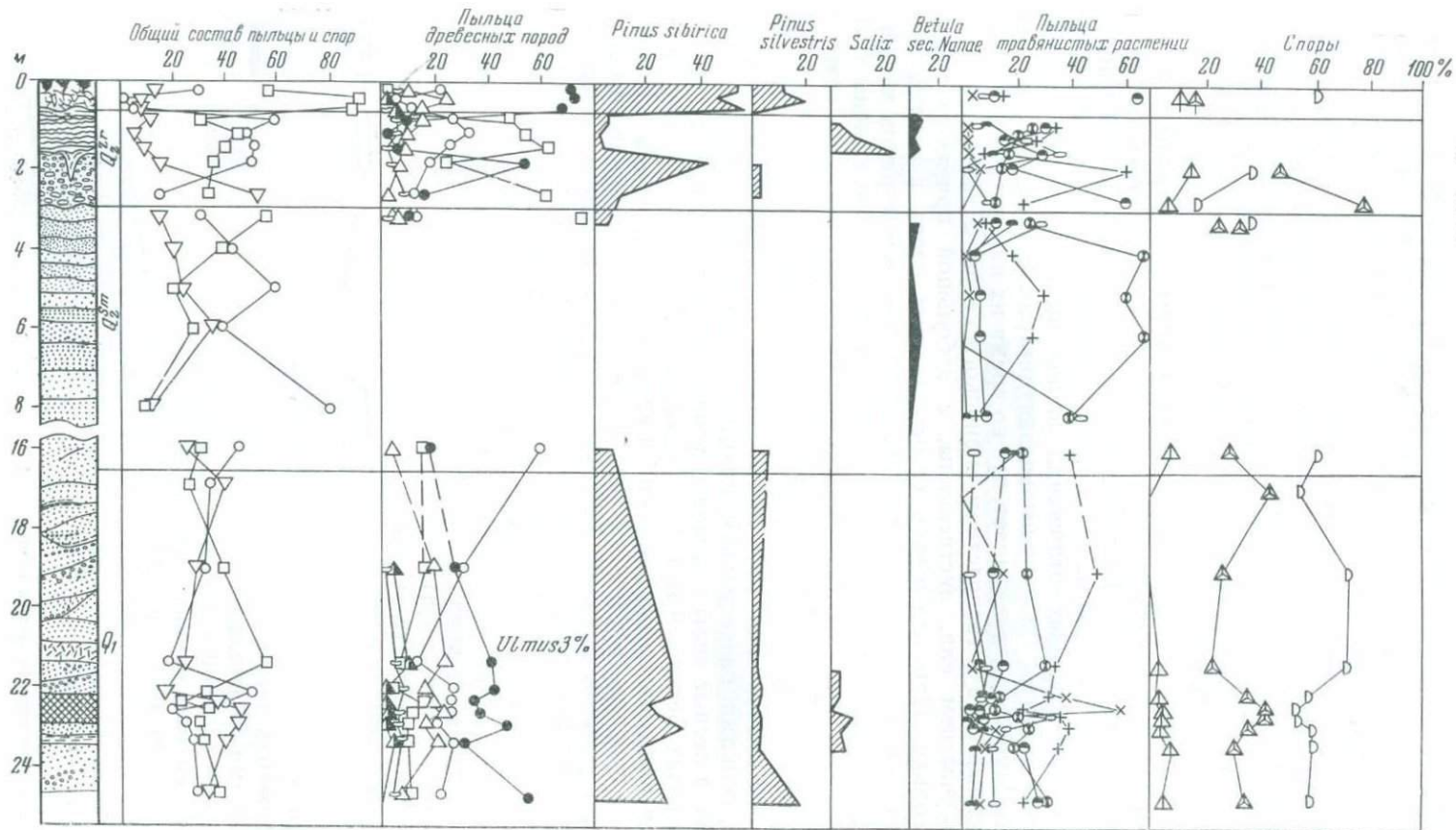


Рис. 22. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювиальных отложений по разрезу на правом берегу р. Иркут у устья Большой Тибельты (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

В 0,5—0,6 км выше устья р. Большой Тибельти описан следующий разрез самой нижней части плейстоценовых озерных отложений и продолжающих их вниз эоплейстоценовых аллювиальных образований (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Переслаивание песка желтовато-серого, мелкозернистого, однородного, глинистого и песка светло-серого, несколько более крупного, промытого и более рыхлого. Мощность слоев колеблется в пределах от 1—3 см (внизу слоя) и до 5—8 см (вверху). Границы между ними не всегда ровные. В целом слоистость хорошо выдерживается и напоминает ленточную	3,2
2. Тонкое переслаивание тех же двух разновидностей песка	2,2
3. Песок светло-серый, среднезернистый, промытый, рыхлый, неясно тонкослоистый. Встречаются рассеянный мелкий гравий и отдельные линзы крупнозернистого песка	4,4
4. Галечник разнообразного петрографического состава и размеров, разной степени окатанности; есть валуны до 0,2 м в диаметре. Он цементирован мелкозернистым, гравелистым, рыхлым песком, хорошо промытым. Галечник обнаруживает слоистость, выражающуюся в чередовании слоев до 10 см мощностью с разной насыщенностью цементного материала и различной крупностью обломков	1,4
5. Песок среднезернистый, переслаивающийся с крупнозернистым, косослоистый	1,6
6. Галечник, аналогичный породе слоя 4. Отличается от него более мелкими размерами, лучшей окатанностью галек и наличием прослоев гравия. Порода косослоистая	1,5
7. Осыпь до уреза реки	4,0

В данном обнажении переслаивание ленточноподобных безгалечных песков относится к озерным отложениям самаровского перигляциального горизонта (слои 1 и 2), нижележащие отложения принадлежат уже к аллювиальным накоплениям эоплейстоцена.

В 100—200 м вниз по реке в этой толще встречен прослой гиттии, а несколько выше его по разрезу — слой плотного торфяника.

Спорово-пыльцевой анализ песчано-галечных отложений эоплейстоцена (рис. 22), выполненный Л. В. Голубевой, показал, что в период их накопления существовали несколько разреженные хвойные леса. В составе растительности увеличивалась роль травянистого покрова. Леса состояли из сибирского кедра, ели, а также березы и лиственницы. В небольшом количестве произрастал вяз. Среди травянистых растений большую роль играли ксерофиты (полынь, лебедовые).

Общая мощность эоплейстоценовых отложений, залегающих над туфогенно-осадочной толщей, составляет 15—25 м.

Таким образом, в геологическом разрезе Тункинского эоплейстоцена отчетливо выделяются три толщи: грубообломочная, туфогенно-осадочная и озерно-болотно-аллювиальная.

Отложения эоплейстоцена Западного Забайкалья

В этой области, как уже сообщалось, распространение антропогенных отложений непосредственно зависит от пространственного размещения основных новейших морфоструктур. Наиболее полные геологические разрезы, выраженные разнообразными по генезису, возрасту и литологии образованиями, сосредоточены во внутригорных мезозойских впадинах, испытывавших в антропогене новый импульс погружения и накопления осадков.

Древнейшие отложения антропогена образованы субэаральными красноцветными отложениями, в ряде мест заключающими остатки ископаемых млекопитающих. Благодаря этому, а также характерному цвету они представляют собой, как нам казалось ранее (Равский и др., 1964), надежный маркирующий горизонт.

Однако в уже упоминавшейся работе мы приводили данные о распространении заведомо более древних красноцветных отложений, отно-

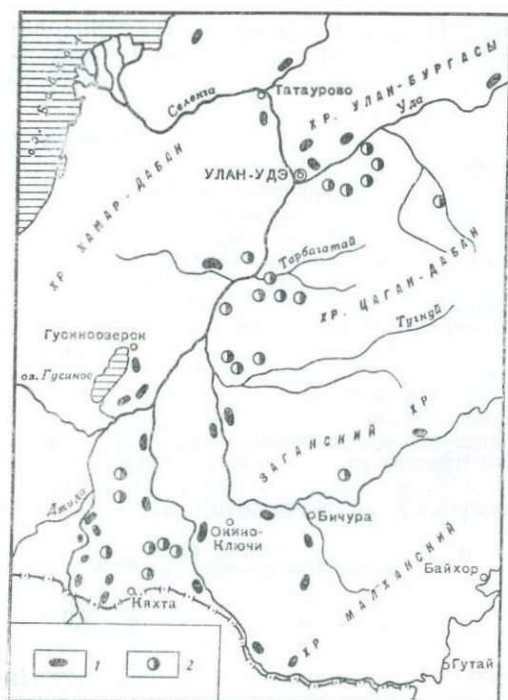


Рис. 23. Схема местонахождений красноцветных образований в Западном Забайкалье

1 — естественные выходы красноцветов; 2 — местонахождения, установленные по скважинам

она уцелела от размыва преимущественно во впадинах, под покровом более молодых образований, поэтому сравнительно редко может наблюдаться непосредственно в обнажениях и гораздо чаще вскрывается буровыми скважинами. Зафиксированные выходы красноцветных образований показаны на схеме (рис. 23).

Один из немногих доступных непосредственному осмотру разрезов красноцветной почвы наблюдался в карьере Кирпичного завода на окраине г. Кяхта. Здесь, на склоне одного из пологих холмов, обрамляющих город с запада, в стенке карьера можно видеть (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Песок золотистый, светло-серый, тонкий, однородный, хорошо проветренный. По неровной границе налегает на следующий слой	3,0
2. Глина красно-бурая, грубая, песчаная, с большим содержанием беспорядочно расположенной мелкой дресвы полевого шпата и кварца. В слое много мелких карбонатных стяжений (журавчиков), особенно в основании слоя	4,0
3. Гнейс, разрушенный до состояния глинисто-дресвяной плотной массы, красновато-бурого цвета, хорошо сохраняющей полосчатую текстуру материнской породы. На глубине 8—9 м прослеживается горизонт, обогащенный карбонатными стяжениями в форме конкреций и журавчиков сложной формы и различных размеров — от долей сантиметра до 3—5 см	4,0 (видимая)

В ряде соседних эрозионных рытин видно, что коренная порода представлена серым полосчатым гнейсом и что зона красноцветного

сящихся к элювиальным образованиям красноцветной коры выветривания. Привлечение более обширных материалов и их более детальный анализ привели нас к выводу, что нижний красноцветный горизонт, так же как и верхний, представлен не только корой выветривания, но и более разнообразными типами отложений. Однако, как увидим далее, разрез антропогенных отложений начинается именно с верхнего горизонта красноцветов, к характеристике которого мы перейдем.

Нижний эоплейстоцен (красноцветные отложения чикойской свиты)¹. Среди красноцветных образований Приселенгинского района распространена мощная красноземная почва и продукты ее ближнего переотложения (склоновые, озерные, пролювиальные). Эта почва сохранилась на участках древнего рельефа — на пологих склонах неровностей междуречных пространств. Она развита на разнообразном субстрате коренных пород: на гранитах, гнейсах, кристаллических сланцах, вулканогенно-осадочных породах. К настоящему времени

¹ Красноцветные отложения были выделены в самостоятельную свиту с таким названием на Межведомственном совещании по стратиграфии Забайкалья в г. Чите (май 1961 г.).

выветривания меняет глубину проникновения, а карьер заложен в том месте, где она наиболее удалена от поверхности. Просмотр шлифов из разных горизонтов разреза позволил Н. В. Ренгартен установить, что порода представляет собой тонкочешуйчатую глинистую массу, в которую погружены остроугольные различной величины обломки кварца, полевого шпата, слюды, роговой обманки и их различных агрегатов. Все эти минералы свежие, не несущие следов разложения. Почвообразовательный процесс, по мнению Н. В. Ренгартен, наложил на уже дезинтегрированную породу гнейсов. Пелитовый материал этой почвы терригенного происхождения.

Большое количество рассеянного вещества маловодных окислов железа и выщелоченность карбонатов в верхних горизонтах почвы свидетельствуют о жарком климате времени ее образования.

В непосредственной близости от дельты Селенги, как это установлено В. Г. Гербовой, красноцветные элювиальные образования наблюдались юго-восточнее пос. Оймур, на северных склонах Приморского хребта, поднимающегося уступом над поверхностью плейстоценовых байкальских террас (Каменная гора). Поверхность Каменной горы (и соседних гор) плоская, пологая, сверху задернованная и залесенная. Здесь, на палеозойских породах, залегают глины, вскрытые карьером. Сверху они имеют буроватую окраску, а книзу становятся буровато-красными. В большом количестве они содержат беспорядочно рассеянную щебенку палеозойских пород (кварцита и сильно выветрелых обломков гранита и гнейса). Размеры обломков варьируют от 0,5—1 до 5—7 см. Глины местами вязкие, пластичные (эти разности темно-красной окраски); местами они песчанистые и имеют буровато-красный цвет. Какой-либо слоистости нет. Видимая мощность глин 1,5—2 м. Судя по высыпкам, аналогичные породы залегают на вершинах соседних высот того же уровня.

Отложения, образовавшиеся за счет переотложения красноцветной коры выветривания, распространены гораздо шире. Они залегают как на изверженных породах — гранитоидах, сиенитах и др., — так и на породах метаморфического комплекса протерозоя. Столь же часто они встречаются на пресноводных осадках мезозоя (юра — мел) во впадинах. В последнем случае красноцветы ложатся на довольно мощную зону элювия этих пород, представленных глинами, супесями и песками, содержащими в различном количестве щебень более плотных разновидностей песчаников, алевролитов и аргиллитов.

На примере хорошо разбуренного южного борта Удинской впадины в районе г. Улан-Удэ можно видеть, что маломощная толща сильно щебнистых красноцветов, залегающих на гранитах и других изверженных породах, замещается по направлению к центральным частям Удинской депрессии более мощной толщей красноцветных осадков — до 23,2 м (по данным В. А. Литвиненко).

Красноцветные образования залегают на размытой поверхности эффузивных пород хилокской свиты (на междуречье Хилка и Чикоя), на осадочных породах гузиноозерской свиты и представлены супесчаными, песчаными, суглинистыми, валунно-галечными отложениями и пестроцветными глинами. Перекрываются они мощным покровом четвертичных отложений — песками, изредка лёссовидными отложениями (с. Хаяхты).

Среди продуктов ближнего переотложения красноцветной коры выветривания господствуют генетические разновидности делювия и делювиально-аллювиальных (овражных) образований. В единичных случаях встречаются отложения, близкие к пролювию. Все эти отложения занимают мелкие понижения рельефа. На окружающих их возвышенностях красноцветная кора выветривания обычно не отмечается, поэтому даже в ареале ближнего переотложения ее продукты не образуют единого пространственно-сопряженного генетического ряда.

Наиболее близко от площадей развития красноцветной коры выветривания располагаются делювиальные образования. Так, в 3 км к северу от г. Кяхта, на днище небольшой пологой ложбины, в карьере на протяжении около 100 м, вскрыты красноцветные песчанистые глины делювиального происхождения, тогда как на окружающих ложбину высотах красноцветный элювий смыт или сохранился в мелких понижениях кровли коренных пород. В карьере можно наблюдать следующий разрез (сокращенное описание по западной стенке сверху вниз):

	Мощность, м
1. Песок палево-желтый, тонкий, с мелким рассеянным щебнем. По резкой границе, местами нарушенной эпигенетическими морозобойными клиньями, песок подстилается породой следующего слоя	0,8
2. Глина красно-бурая, сильно песчанистая, очень плотная, комковатая, однородная, с частыми белыми выцветами карбонатов по трещинам. В большом количестве в глине рассеяна мелкая, совершенно неокатанная щебенка без закономерной ориентировки. Верхняя часть слоя затронута наложенной солифлюкцией и в горизонтах смятия сильно карбонатизирована	4,3

В северном конце карьера в основании красно-бурых глин встречены кварцево-слюдистые сланцы. Условия залегания и положение в рельефе красноцветных глин и их текстурные особенности не оставляют сомнения в их делювиальной природе. Делювиальные красноцветные образования весьма широко распространены на останцах мелкопочного рельефа, сохранившегося в южной части Гусиноозерской котловины, в окрестностях с. Новоселенгинское и на возвышенностях, окружающих дельту р. Селенги. Этими образованиями выстланы нижние части склонов и днище сквозного долинообразного понижения, прослеживающегося между современной долиной р. Селенги и южной оконечностью Гусиноозерской впадины. Эрозионная природа этого понижения подтверждается не только его морфологией, но и остатками размытого аллювия, встреченного в виде речных галек кварцево-кварцитового состава на юго-восточном борту впадины.

На дороге Новоселенгинск — Петропавловка, в дорожном карьере, в 0,5—0,6 км восточнее Кяхтинского тракта, вскрывается почти на 3 м разрез склоновых отложений. На глубине 0,9 м залегает слоистый щебень, перемежающийся с красно-булой песчанистой глиной общей мощностью в 1,8 м. Мощность прослоев 10—20 см. В щебнистых прослоях материал сортирован и ориентирован по плоскостям слоистости. Прослой глины образованы плотной красно-булой грубой песчанистой разновидностью, границы между слоями постепенные, ниже залегает коренная порода.

Аналогичные красноцветы распространены сравнительно широко по долине р. Селенги. Большой мощности (до 35 м) они достигают во впадинах Удинской, Иволгинской, Оронгойской, что установлено в 1956 г. бурением Гидрогеологической партией Бурятского геологического управления. Залегают они, как видно по разрезам скважин, либо на кристаллических породах палеозоя и протерозоя, либо на мезозойских угленосных отложениях.

В верховьях пади Березовой, восточнее пос. Дивизионного, по наблюдениям В. Г. Гербовой, карьером вскрыты слоистые щебнистые красноцветные образования, которые по составу и строению, а также текстурным особенностям мы считаем наиболее близкими к образованиям пролювиального генезиса. Под плейстоценовыми накоплениями здесь залегают:

	Мощность, м
1. Глины красно-бурые, плотные, вязкие, с прослоями песчанистых разновидностей серовато-бурых оттенков. Во всей толще хорошо выражена слоистость. Прослой тонкие (0,1—0,3 м), горизонтальные. По всей толще глины рассеяна щебенка коренных пород, иногда обломки и глыбы имеют разме-	

ры до 0,2—0,3 м. Весь обломочный материал не окатан. В распределении его заметна ориентировка по слоистости и некоторая упорядоченность	1,8
2. Глины красно-бурые, плотные, песчанистые, вязкие, содержащие щебень коренных пород. В составе щебня: граниты, кварц, кварцевые сланцы. Последние сильно выветрелые. Вместе со щебнем встречаются хорошо окатанные валуны. Вся толща слоистая, слои имеют мощность 2—3 см и четко выделяются за счет вариаций цвета и песчанистости	7,5

Относительно более тонкие переотложенные в водной среде продукты древней коры выветривания распространены менее широко. Остановимся здесь подробнее только на двух разрезах. Первый из них располагается в долине Селенги 13 км выше Улан-Удэ, у подножия горы Тологой.

Этот разрез был изучен группой исследователей с участием автора (Александрова и др., 1963; Равский и др., 1964), и данные о нем, излагаемые ниже, — плод коллективной работы.

Описываемые отложения, образованные красноцветными грубыми глинами и покрывающими их серыми слоистыми супесями, занимают узкий перешеек между Иволгинской впадиной на северо-западе и р. Селенгой на юго-востоке и распространены на площади в несколько квадратных километров (рис. 24). На севере эти отложения ограничены гранитами горы Тологой. Пески и супеси, слагающие верхние части разреза в перешейке между впадиной и рекой, располагаются на абсолютных отметках 550—570 м, а над меженным урезом реки соответственно на 50—70 м. Между двумя гранитными высотами вдоль левого берега р. Селенги антропогеновые отложения протягиваются на расстояние более километра, образуя довольно крутой береговой уступ, постепенно снижающийся от 40 м в месте их прислонения к гранитам горы Тологой до 10—12 м вверх по течению. Можно видеть, что это снижение происходит за счет наклона слоев и погружения к юго-западу более древних отложений под урез реки Селенги.

Морфологически же создается впечатление развития здесь двух надпойменных террас с высотами, близкими к 40 м в северной части участка и 10—12 м — в южной. Такое понимание строения левого борта долины в районе горы Тологой и было дано в работе Н. А. Флоренсова (1960).

Строение толщ песков, супесей и подстилающих их красноцветных образований вскрыто на иволгинском склоне массива этих пород буровой скважиной; однако разделение этой толщи по данным бурения оказалось невозможным. Значительно более полные сведения были получены из наблюдений в больших расчистках и канавах, расположенных по селенгинскому склону в непосредственной близости от горы Тологой. Столь же ценные данные в этом отношении дают разрезы, вскрытые в нескольких оврагах (рис. 25).

Поскольку детальное послойное описание тологийского разреза приводилось в предшествующих работах (Александрова и др., 1963; Равский и др., 1964; Базаров, 1968), ниже остановимся на обобщенной его характеристике. В разрезе выделяются три разновозрастные толщи.

Мощность, м

1. Верхняя толща

Супесь темно-серая и палево-серая, в отдельных прослоях однородная, слабо карбонатная; преобладают грубые несортированные разности, насыщенные крупнозернистым песком и мелким гравием, которые местами дифференцируются в прослой. Отдельные прослои состоят из хорошо окатанного гравия и промытого песка. Толща в общем слоистая, но границы слоев неровные, не всегда четкие. В некоторых прослоях супеси содержат примесь магnezияльных силикатов. Мощность слоев 1—10 см. На глубине около двух метров от бровки отмечаются слабые проявления солифлюкционного смещения; на глубине 6,5 м — резкие мерзлотные нарушения: темно-серая супесь вклинивается на 1 м в пачку гравия и крупного песка. Нижняя граница толщи резкая, неровная; породы верхней толщи внедряются в нижележащие в виде карманов и клиньев криогенного происхождения

11

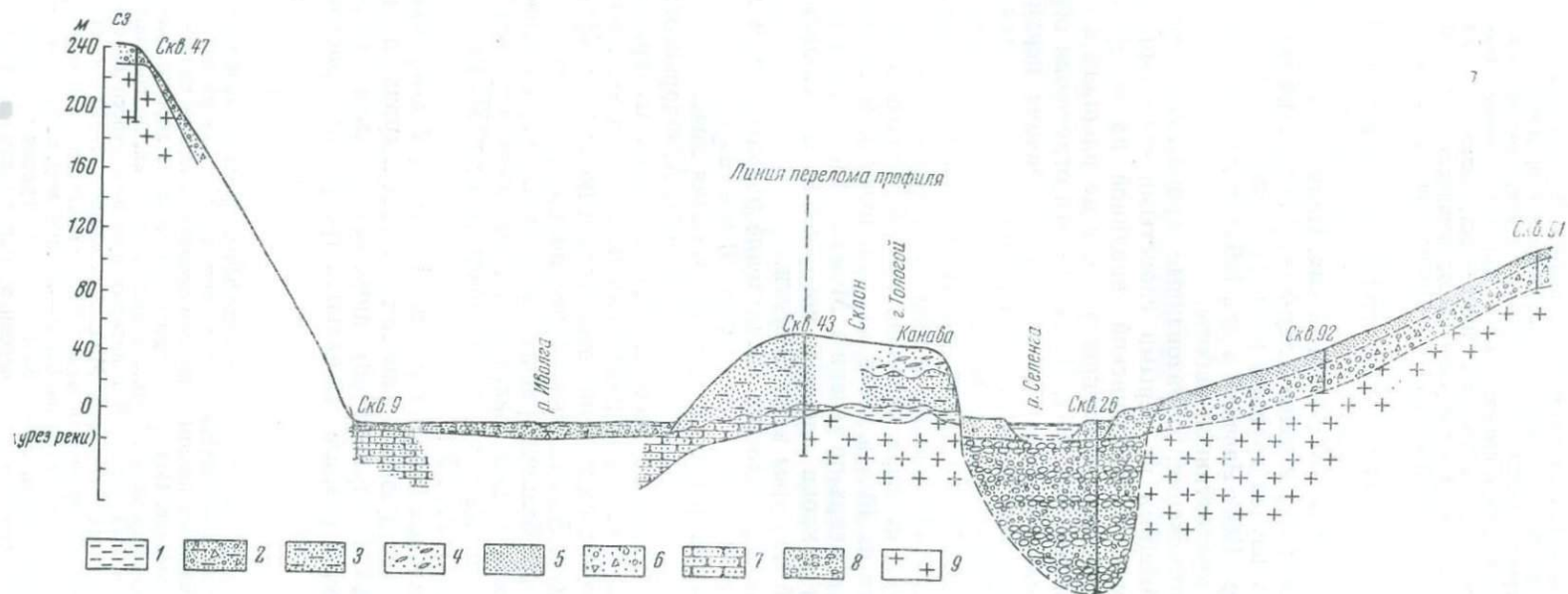


Рис. 24. Геологический профиль через Иволгинскую впадину и долину Селенги в районе горы Тологой

1 — глина; 2 — супесчаные отложения с галькой и щебенкой; 3 — супесь тонкая; 4 — супесь с гравием; 5 — песок; 6 — песчано-галечные отложения со щебенкой; 7 — песчаник; 8 — галечник; 9 — граниты

II. Средняя толща

Супесь палево-серая и коричневато-серая с белесыми полосами и пятнами, особенно обильными в средней части толщи; несортированная, содержащая местами до 10% мелкого гравия. Толща в общем неяснослоистая. Слойки не выдержанные по простиранию. В кровле толщи местами сохранилась слабо выраженная ископаемая почва, представленная красновато-коричневой листоватой структуры супесью и горизонтом карбонатизации. Частично почва разрушена и смещена в результате солифлюкционных процессов. С ней связаны древние кротовины, проникающие в нижележащую породу. На глубине 2—2,5 м от кровли толщи также наблюдается хорошо выраженный, а на глубине около 5,5 м — менее четкий горизонты ископаемых почв. Из верхней части толщи происходят многочисленные остатки млекопитающих (*Equus sanmeniensis* поздней формы и др.).

Породы средней толщи по резкой неровной границе с разрывом перекрывают отложения нижней толщи

18,6—19

III. Нижняя толща

Глина красно-бурая, местами темно-коричневая и ярко-красная, неяснослоистая с большим количеством дресвы, в нижней части с обломками неразрушенного гранита. В нижней части толщи появляются конкрециевидные карбонатные стяжения, расположенные прослоями, часто заключающие обломки костей позвоночных. Кости содержатся и в самой красноцветной породе

3,0

Разрез антропогенных отложений горы Тологой по собранным нами образцам был подробно изучен И. Г. Лискун и Н. В. Ренгартен (1963) в отношении вещественного состава всех слагающих его горизонтов. На этой основе ими рассмотрены вопросы генезиса и палеогеографии.

Эти исследователи отмечают, что породы красноцветного горизонта по гранулометрическому составу относятся к глинистым алевритам, содержащим неравномерную примесь песчаного и мелкогравийного материала. Остроугольные или слегка окатанные обломки зерен кварца, полевых шпатов, кварцполевошпатовых агрегатов и реже пластинки слюд погружены в глинистую массу, пропитанную бурими гидроокислами железа. Среди акцессорной примеси, входящей главным образом в алевритовую фракцию (4—7%), присутствуют зерна магнетита, лейкоксена, роговой обманки, эпидота и цонзита, циркона, рутила, пластинки биотита. Глинистое вещество описываемых пород образует концентрически зональные оболочки вокруг алевритовых и песчаных зерен, в результате чего получают как бы зародыши глинистых оолитов. Изредка встречаются и достаточно полно развитые оолитовые образования. Глинистое вещество красноцветных пород относится к группе гидрослюдов.

По этим особенностям состава авторы заключают, что климат времени накопления осадков красноцветного горизонта был жаркий, аридного типа.

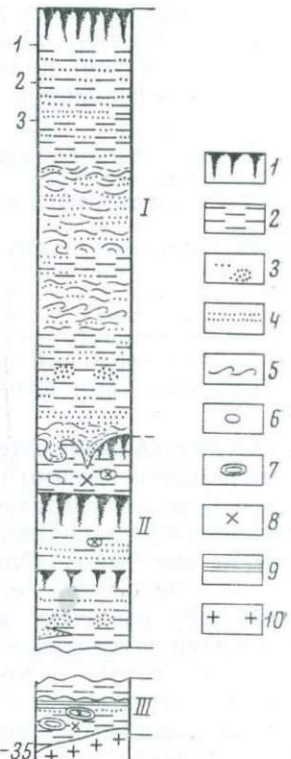


Рис. 25. Разрез рыхлых отложений горы Тологой

1 — почвы (современная и погребенные); 2 — супеси; 3 — прослой и скопления гравия; 4 — песок; 5 — нарушения слоистости (критического происхождения); 6 — ископаемые кротовины; 7 — известковистые конкреции; 8 — места находок фауны млекопитающих; 9 — красноцветные глины; 10 — гранит; толщи: I — верхняя; II — средняя; III — нижняя

В красноцветных песчанистых глинах и алевролитах нижнего горизонта разреза горы Тологой встречено большое количество костей ископаемых позвоночных.

Фаунистический материал из Тологойского местонахождения красноцветов, собранный нами, довольно скуден. Поэтому для того, чтобы составить более полную фаунистическую характеристику разреза рыхлых отложений горы Тологой, нами в значительной степени использованы данные, опубликованные в работах Л. Н. Иваньева (Верещагин и др., 1960), Э. А. Вангенгейм (Равский и др., 1964; Вангенгейм и др., 1966).

Фауна млекопитающих из нижней толщи тологойского разреза, к сожалению, очень плохо сохранена. Кроме того, костные остатки в большинстве случаев заключены в плотные известковистые конкреции и трудно поддаются препарировке.

Из этих отложений нами были собраны остатки грызунов и зайцеобразных, определенные И. М. Громовым и В. С. Зажигиным: *Magpota* sp., возможно предковая форма для *M. sibirica* или близкая к *M. manchurica* Tokunaga. et Naoga из плиоцена Кореи (Громов и др., 1965), *Miomys* ex gr. *praehungaricus*, *Miomys* (cf. *Villanyia*) sp., *Prosi-rhneus* sp., *Ochotona tologoica* Hab., *Ochotona* sp. (мелкая форма); кроме того, встречены остатки *Lacertidae*, *Bufo* sp., *Pisces*. Из крупных млекопитающих отсюда известны *Dicerorhinus* sp., *Hipparion* (s. l.) sp., *Gazella* cf. *sinensis* Teilh. et Piv и др.

Горизонтальная слоистость, явственно прослеживающаяся в толще красноцветных отложений, и наличие костных остатков рыб указывают на то, что они накапливались в условиях озерного водоема. Близость коренных берегов и мелководный характер водоема сказываются в обогащении красноцветов мелким обломочным материалом.

Переотложенные в водной среде красноцветы, по-видимому, в главной массе накапливались в наиболее пониженных местах и поэтому, естественно, занимают наиболее прогнутые участки межгорных впадин. Здесь они, однако, перекрыты более молодыми, четвертичными осадками и доступны наблюдению в основном лишь по буровым скважинам.

Красноцветные образования озерного происхождения вскрыты в ряде буровых скважин, например в скважине 10, в 4,5 км к югу от дер. Барыкино, где вскрывается такой разрез (описание по керну):

	Мощность, м
1. Глина красновато-бурая, песчанистая, бесструктурная, с содержанием мелкой дресвы. Книзу она приобретает более явственный красный тон	1,0
2. Суглинок грубый, содержащий мелкий щебень и дресву (50% от общего состава). В средней части отмечается прослой слабо оглаженного щебня, с размером обломков 3—5 см в поперечнике	0,7
3. Глина красновато-бурая, грубая, плотная, бесструктурная, с дресвой и щебнем	1,8
4. Та же глина с небольшой примесью дресвы и песка, с явственной горизонтальной слоистостью	2,0
5. Глина бурая, с большой примесью мелкой дресвы и щебня, количество которого вниз возрастает — порода переходит в элювий коренного субстрата	1,0

Существенный интерес для установления возраста красноцветных образований, помимо обнажений у горы Тологой, имеет разрез, наблюдающийся непосредственно в черте г. Улан-Удэ. Эта часть города располагается на надпойменной террасе р. Селенги высотой 15—20 м. В траншее можно было наблюдать аллювиальные образования террасы, представленные серым мелкозернистым песком с сингенетичными криогенными нарушениями, и подстилающие их желто-бурые супеси, книзу переходящие в красноцветные супеси с костями млекопитающих.

Желто-бурые и красно-бурые супеси отличаются от тологойских однородным тонким материалом, наличием в них хорошо окатанной гальки и местами четкой полосчатостью, выражающейся в чередовании желто-бурых и красно-бурых прослоев. Такого рода слоистость и относи-

тельно тонкий механический состав указывают на наибольшую вероятность озерного генезиса описываемых осадков.

Д. Б. Базаровым в этих отложениях была обнаружена фауна млекопитающих, изучавшаяся Э. А. Вангенгейм. Плохая сохранность материала не позволила довести определение до вида. Отсюда Э. А. Вангенгейм установлены: *Hipparion* sp., крупная форма оленя, по размерам близкого к благородному и *Gazella* sp., по размерам и форме роговых стержней напоминающая крупных газелей из группы китайских *Blackis-sinensis*.

Гиппарион из Улан-Удэ обладал, по заключению Э. А. Вангенгейм, рядом признаков, более архаичных, чем гиппарионы из местонахождения у фермы Береговая на р. Чикой, что позволяет высказать мнение о сравнительно большом стратиграфическом объеме забайкальских красноцветов и о возможности различать среди них относительно более ранние и поздние слои.

Средний эоплейстоцен. Отложения следующего непосредственно за красноцветными образованиями горизонта геологического разреза забайкальского антропогена изучены пока еще очень плохо. При его характеристике мы можем опираться по существу только на один разрез, изученный Э. А. Вангенгейм в низовьях Селенги, по ее правобережному притоку — р. Итанца (рис. 26).

В 0,8 км выше дер. Ключево, по правому берегу р. Итанцы, в промоине у дорог вскрывается следующий разрез:

	Мощность, м
1. Почва современная, с хорошо выраженным профилем, развитая на палево-серой лёссовидной супеси с гравием и мелкой щебенкой	0,7
2. Супесь палево-серая, переслаивающаяся с коричневатой-серой, пылеватая, лёссовидная, с мелкими линзочками плохо окатанного и неокатанного гравия и глинистых окатышей до 0,5 см в диаметре. Слоистость параллельнонаклонная согласно склону под углом 3—4°. Слойки короткие, прерывистые. В нижней части слой приобретает буроватую окраску	1,1
3. Суглинок красновато-бурый, в верхней части содержит серовато-коричневые прослои с гравием и щебенкой. Отдельные неокатанные обломки коренных пород изредка встречаются по всему слою. Границы прослоев нечеткие. Слоистость параллельнонаклонная. В средней части слоя прослеживается пачка с хорошо заметной тонкой наклонной слоистостью, подчеркнутая чередованием более светлых и более темных слоев толщиной 0,5—1,4 см. Мощность тонкослойной пачки 0,5 м. В этой пачке обнаружено большое количество остатков млекопитающих, как крупных, так и мелких. Отдельные кости и обломки встречаются по всему слою. В нижней части слоя слоистость становится более грубой и менее четкой	1,8
4. Тот же суглинок, но содержащий большое количество щебня коренных пород	1,0
Ниже задерновано.	(видимая)

В 0,5 км выше по реке и в выемке у дороги Ключево — Турунтаево красновато-бурые суглинки слоя 3 с костными остатками млекопитающих залегают с резким размывом на тяжелых коричневатых-красных с розовыми пятнами глинах, содержащих большое количество дресвы гранита и щебня сильно выветрелых коренных пород. Глины не имеют ясно выраженной слоистости. Здесь встречена скорлупа яиц страуса, а также неопределимые обломки трубчатых костей крупных млекопитающих и грызунов. Красноцветные глины залегают плащеобразно на коренных породах.

Местами вблизи от описанного разреза, в кровле красновато-бурого суглинка, аналогичного слою 3 описанного обнажения, наблюдаются участки погребенной почвы, сложенной темно-бурой комковатой супесью мощностью до 0,3 м, в нижней части с белесыми (известковистыми?) выцветами. Почва, очевидно, подвергалась сильному размыву до накопления вышележащих отложений и поэтому сохранилась не повсеместно.

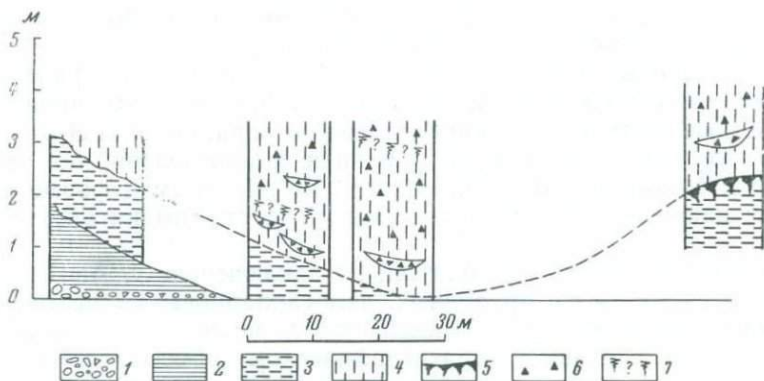


Рис. 26. Условия залегания антропогенных отложений в обнажении на правом берегу р. Итанца, в 0,8 км выше дер. Клочнево (по Э. А. Вангенгейм)

1 — грубые конгломераты сотниковской свиты; 2 — красочетные глины; 3 — красовато-бурые костеносные суглинки; 4 — лёссовидные супеси; 5 — погребенная почва в кровле костеносных суглинков; 6 — щебень; 7 — гумусовые прослои в лёссовидных супесях

Выше описанной почвы залегает мощная, более 10 м, толща лёссовидных супесей и суглинка, с включением грубого щебнистого неокатанного материала, беспорядочно рассеянного по всей толще или сконцентрированного в виде мелких и крупных линз, достигающих 5—6 м длины и 0,5—1 м толщины. В толще наблюдаются нарушения, напоминающие псевдоморфозы по ледяным клиньям или грунтовые жилы.

По происхождению коричневатокрасные глины, залегающие в основании лёссовидных образований, очевидно, относятся к делювиальнопролювиальным образованиям. Доказательством этому могут служить плащеобразное их залегание на склоне долины р. Итанца, отсутствие слоистости, разная степень окатанности обломочного материала¹. Краснобурые суглинки, содержащие основную массу костных остатков, представляют собой, очевидно, отложения пролювиального типа и частично, возможно, грязевых потоков. Плохая сортировка и окатанность материала свидетельствуют о коротком пути его переноса. Обломочные зерна в основной массе покрыты глинистым материалом. Расположение костных остатков также подтверждает, по мнению Э. А. Вангенгейм, пролювиальное происхождение вмещающих отложений: кости хотя и не лежат в анатомическом порядке, но многие остатки, принадлежащие одной особи, находятся близко один от другого (например, крупные трубчатые кости и мелкие кости конечностей одного животного). Некоторое смещение отдельных костей связано, очевидно, с действиями хищников, так как на многих костях видны следы погрызов, часто встречаются капролиты крупных хищников.

Верхняя толща лёссовидных отложений с обломочным материалом на основании характера сортировки, слоистости и общего облика скорее всего должна рассматриваться как овражнобалочная. Этот вывод подтверждается и характером залегания толщи, выполняющей древнюю ложбину.

Л. В. Голубевой был произведен спорово-пыльцевой анализ описанных отложений. В спорово-пыльцевом спектре костеносных отложений слоя 3 преобладает пыльца недревесных растений, древесные представлены единичными зернами *Betula*, *Picea*, *Pinus silvestris*, *Ulmus*. Харак-

¹ Изредка в породе встречаются хорошо окатанные гальки наряду с совершенно неокатанными обломками. Они, очевидно, переотложены из коренных конгломератов, широко распространенных в данном районе.

тер спектра свидетельствует о наличии во время формирования красновато-бурых суглинков степных (или лесостепных) ландшафтов с участием по долинам широколиственных пород.

Спорово-пыльцевой спектр образца из погребенной почвы, залегающей в кровле слоя 3, указывает на существование во время ее формирования еловых редколесий, или островных, долинных, лесов, сочетавшихся со степными участками с полынно-разнотравными ассоциациями.

Впервые остатки млекопитающих из описанного местонахождения были собраны Н. П. Михно. В 1962 г. дополнительные сборы производились Э. А. Вангенгейм.

Как уже указывалось, в красноцветных глинах были обнаружены неопределимые костные остатки млекопитающих и обломки скорлупы яиц страуса. Судя по сохранности костного вещества и по общему облику породы, она по возрасту должна быть близка к красноцветным отложениям в разрезе горы Тологой и другим красноцветным образованиям Западного Забайкалья, т. е. относиться к низам эоплейстоцена.

Красновато-бурые суглинки (слой 3) содержали большое количество остатков млекопитающих, среди которых Э. А. Вангенгейм, Е. И. Беляевой и В. С. Зажигиным определены: *Itanzatherium angustirostre* Beliajeva, *Equus ex gr. sanmeniensis* Teilh. et Piv. (панняя форма), ? *Sinocastor* sp., *Citellus undulatus itancinicus* Zazhigin, ? *Miomys* sp., *Cricetulus* (*Tscherskia*) *triton varians* (Zdans.) и др. (Вангенгейм и др., 1966).

Присутствие в этой фауне *Miomys*, так же как и примитивной лошади, указывает на эоплейстоценовый возраст отложений. Время формирования верхней, лёссовидной толщи относится уже к плейстоцену, и поэтому здесь мы не будем останавливаться на обосновании их возраста.

Непосредственно на красноцветных образованиях чикойской свиты в разных районах Забайкалья залегают с небольшим размывом и более поздние образования. Их более молодой геологический возраст относительно красновато-бурых костеносных супесей с р. Итанца устанавливается и геологическими и палеонтологическими данными.

Верхний эоплейстоцен (озерные и пролювиальные образования). К числу сравнительно ранних антропогенных отложений относятся образования, наблюдавшиеся в низах некоторых разрезов мощных песчаных накоплений, вскрытых, например, в Ботыйской яме (так называется глубокая узкая долина, заложенная в песчаном массиве близ с. Усть-Кяхта). П. С. Михно нашел остатки носорога, по определению В. И. Громова близкого к *Dicerorhinus mercki* Jaeg.

Как видно из приведенного выше описания разреза горы Тологой, на красноцветных отложениях залегают также толща палевых супесей, по ряду существенных признаков разделяющаяся на две части. И хотя между красноцветами и средней пачкой разреза имеется граница размыва, мы считаем эту пачку стратиграфическим горизонтом, следующим непосредственно за красноцветами. Об этом, помимо условий залегания, свидетельствует и ископаемая фауна млекопитающих.

Средняя толща, лежащая на красноцветах, сложена в основном глинисто-алевролитовыми породами, содержащими примесь песчаного и гравийного материала (см. приведенное описание разреза). В верхней части она вмещает несколько горизонтов красноземных почв (рис. 27). В состав кластического материала пород этой толщи, по исследованиям И. Г. Лискун и Н. В. Ренгартен (1963), в отличие от пород красноцветного горизонта, входят не только обломки гранитов, но также и обломки различных пород метаморфической серии — кремнистых, слюдистых и роговообманковых сланцев, кварцитов. Гравийные и песчаные зерна часто имеют сравнительно хорошую окатанность. Обломки пород обычно присутствуют в песчаной фракции, алевритовые же частицы принадлежат преимущественно кварцу, плагиоклазам, роговой обманке, эпидоту

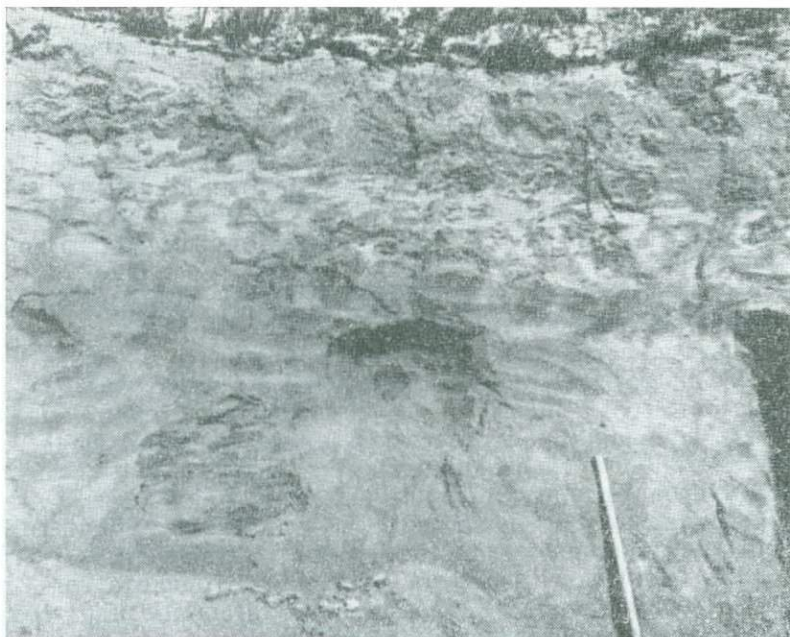


Рис. 27. Красноземная почва в верхней части средней толщи горы Тологой
Фото Э. А. Вангенгейм

и др. По всему разрезу палевой толщи удерживается высокое содержание тяжелых минералов во фракциях не меньше 0,25 мм. Особенно ими обогащена (10—15%) алевритовая фракция. Состав тяжелых минералов в общем разнообразен: роговая обманка, минералы группы эпидота и рудные зерна. Обломочные зерна погружены в глинистую массу, в которой бывает рассеян тонкозернистый кальцит.

Изучение тонкой (0,001 мм) фракции отложений путем термического анализа, определение в ориентированных препаратах показателей светопреломления глинистых агрегатов, окрашивание глинистых суспензий и исследование глинистых минералов под электронным микроскопом привело И. Г. Лискун и Н. В. Ренгартен к выводу, что в средней толще разреза горы Тологой глины имеют полиминеральный состав. Присутствуют гидрослюды с примесью монтмориллонита и хлорита. В отличие от верхней толщи здесь отсутствуют магниезальные силикаты и, как видно по комплексу поглощенных солей, содержание ионов калия и хлора более высокое.

В генетическом отношении вся палевая толща в разрезе горы Тологой представляется единой. Большинство исследователей, касавшихся вопроса о геологическом истолковании этого разреза (Бибикоза и др., 1953; Верещагин и др., 1960; Флоренсов, 1960), считают палевые супеси горы Тологой аллювием высокой террасы р. Селенги. Однако изучение состава и текстурных особенностей этой толщи показывает ошибочность подобной точки зрения. В работе В. Г. Гербовой и Э. И. Равского (1961) и в сообщениях Д. Б. Базарова в 1960 г. сделаны уже более обоснованные выводы о пролювиальном или дельтовом (сухие дельты) происхождении рассматриваемых образований. Приблизилась к этому представлению и точка зрения Н. А. Флоренсова (Окладников, Флоренсов, 1961), который, хотя и говорит о принадлежности рыхлых отложений горы Тологой к террасе, тем не менее отмечает, что «состав и характер слоистости рыхлой толщи указывают на ее принадлежность не к реч-

ному, а скорее к дельтовому или озерному типу» (стр. 474). Действительно, плохая сортированность и промытость материала, рассредоточенность галек по всей толще, независимо от слоистости, своеобразный характер последней (короткие слойки, слабо наклоненные в направлении общего уклона уступа), условия захоронения фауны, когда отдельные части скелета сохраняют анатомический порядок, и отсутствие в разрезе аллювиальных фаций служат основой для представления о пролювиальном характере палевой толщи. Эти же данные, а именно, несовершенная сортированность ее пород, отсутствие закономерности в распределении галечного и щебнистого материала и неозерный тип слоистости, имеющей, как указывалось, вид коротких, невыдержанных, часто наклонных слойков, позволяют высказать мнение о малой вероятности отнесения этих пород к осадкам озерного генезиса. Неаллювиальный их характер, по-видимому, сомнений не вызывает.

С других позиций к этому вопросу подошли И. Г. Лискун и Н. В. Ренгартен (1963), проводившие минералого-фациальный анализ. Седиментация, по их представлениям, происходила в степных предгорьях. Близость источников сноса сказывалась прежде всего в высоком содержании в осадках тяжелых минералов не только в алевритовой, но и в песчаной фракции. Зерна тяжелых минералов слабо или совсем не окатаны. Присутствие же в песчаном и гравийном материале хорошо окатанных обломков гранита, кварцитов, кремнистых и других сланцев легко объясняется тем, что они переотложены из материала разрушения древних обломочных пород. Климат был сухой, аридный и характеризовался резкими температурными колебаниями. Разреженный растительный покров не создавал препятствий при движении временных потоков. Постоянных водотоков не существовало. Периодические дожди и ливни в условиях интенсивной механической дезинтеграции горных пород приводили к образованию селей. Селевые потоки при выходе на равнину теряли скорость, и разнообразный по размерам песчано-алеврито-пелитовый обломочный материал одновременно выпадал в осадок. Вода частично задерживалась в местных понижениях, отчего образовывались небольшие озерные водоемы. Им обязана своим возникновением слоистость, наблюдаемая в отдельных горизонтах. При высыхании озер осадки пропитывались солями.

Таким образом, представление о пролювиальном или селевом происхождении палевой толщи горы Тологой, в том числе и средней пачки разреза, подтверждается с различных точек зрения и может считаться достаточно обоснованным.

Фауна млекопитающих средней толщи разреза горы Тологой впервые стала известна по сборам А. П. Окладникова в 1951 г. Она была описана В. И. Бибиковой, Н. К. Верещагиным и др. (1953). Позднее раскопки этой фауны производились Л. Н. Иваньевым (Верещагин и др., 1960). Фауна мелких млекопитающих собиралась и обрабатывалась М. А. Ербаевой (1965). Крупные млекопитающие по сборам А. П. Окладникова, В. Н. Олюнина и Э. А. Вангенгейм изучались Э. А. Вангенгейм, Е. И. Беляевой, В. Е. Гаруттом и др. (1966). Сводный список фауны из средней толщи может быть представлен в следующем виде: *Sorex* sp., *Ochotona daurica gureevi* Erb., *Citellus undulatus gromovi* Erb., *Allactaga saltator transbaicalicus* Erb., *Ellobius* aff. *talpinus* Pall., *Eolagurus simplicidens* (Young), *Microtus fortis* Büchn. *M. brandti* Radde, *Archidiskodon* sp., *Equus* ex gr. *sanmeniensis* Teilh. et Piv., *Coelodonta tologoijensis* Beliajeva, *Bison* sp. (мелкая форма), *Spirocerus* cf. *peii* Young, *Cervidae*, *Hyaenidae* и др. (Вангенгейм, Зажигин, 1969).

Спорово-пыльцевой анализ произведен Л. В. Голубевой для всего разреза горы Тологой. Нижняя — красноцветная — толща пыльцы и спор не содержала. Спорово-пыльцевые спектры получены лишь для средней и верхней толщ.

Отложения средней толщ горы Тологой хорошо прослеживаются вниз по течению по левому склону долины р. Селенги примерно на расстояние 1,5—2,0 км. Непосредственно в самом разрезе горы Тологой в средней толще пыльца и споры встречаются в небольшом количестве и в основном в ее верхней части. Но в аналогичных супесях и песках, обнажающихся в овраге в 1 км от горы Тологой, они содержатся в значительно большем количестве.

Данные анализа (рис. 28) показывают, что спорово-пыльцевые спектры средней и верхней толщ различны. В средней толще господствует пыльца травянистых растений. В основном это злаки (от 27 до 94%) и ксерофиты: полынь, лебедовые. Кроме того, много пыльцы сложноцветных, встречается пыльца гречишных, гвоздичных и единично других растений. Видовые определения пыльцы лебедовых позволили Л. В. Голубевой установить в некоторых образцах присутствие степного вида *Kochia prostrata* L. (Schrad.), широко распространенного в настоящее время на каменистых склонах и в песчаных степях Приангарья и Селенгинской Даурии.

Пыльца древесных пород составляет всего 1—17%. Последние представлены древовидной березой (*Betula* sec. *Alba*), сосной (*Pinus silvestris*) и широколиственными породами. Почти во всех образцах встречается пыльца липы, а в некоторых — дуба и лещины. Изучение пыльцы липы позволило Л. В. Голубевой установить в большинстве случаев сходство

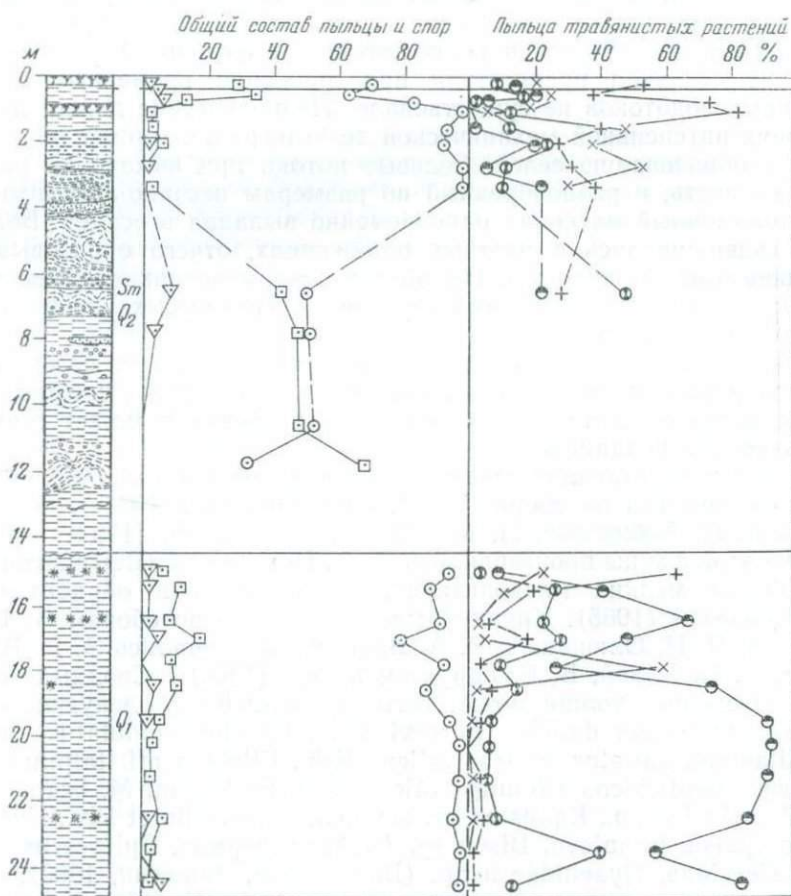


Рис. 28. Спорво-пыльцевая диаграмма антропогенных отложений горы Тологой (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

ее с рецентной пылью *Tilia amurensis* и только двух зерен — с *Tilia sibirica*.

В верхней части средней толщи количество пыли древесных пород возрастает, но пыльца широколиственных встречается реже и представлена только вязом.

Состав пыли и спор средней толщи свидетельствует, по Л. В. Голубевой, о сухом и относительно теплом климате времени ее формирования. Широко были распространены степи. Роль древесных пород была незначительна. Возможно, что в долинах, в наиболее благоприятных местообитаниях, произрастали береза и широколиственные породы.

Отложения описываемого горизонта в геологическом разрезе Забайкалья, как видно из изложенных данных, распространены не широко и не во всех случаях имеют четкую подошву. Тем не менее сомневаться в его самостоятельном стратиграфическом значении нет оснований. Дальнейшие исследования, несомненно, расширят сведения об этом члене геологического разреза.

Эоплейстоценовые отложения, по-видимому, входят также в состав неогеново-антропогенного разреза дельты р. Селенги, но их выделение и разделение на более дробные горизонты еще не сделано. Основные сведения по этому вопросу базируются на разрезе, вскрытом буровой скважиной, в которой, по сообщенным в 1954 г. А. В. Дунаевским данным, поверх пород угленосной свиты, охарактеризованных спорово-пыльцевыми комплексами тургайской лесной растительности (олигоцен — миоцен), в интервале глубин с 440 по 720 м лежит толща гравийно-галечных отложений. Она ясно отделяется от подстилающих третичных пород, но связана с вышележащими постепенным переходом. Породы в указанном горизонте мы условно считаем эоплейстоценовыми.

ОТЛОЖЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Отложения плейстоцена внеледниковой области Средне-Сибирского плоскогорья и Прибайкалья

Отложения, относимые к плейстоценовому отделу, отличаются от отложений эоплейстоцена многими существенными особенностями. К их числу следует отнести прежде всего появление образований ледникового комплекса в области, подвергавшейся покровному оледенению, и в горах, а также возникновение перигляциальных образований практически во всей остальной части Восточной Сибири. Южная граница максимального оледенения в последнее время уточнена работами М. Н. Благовещенской (1955), С. С. Лапина (1956), С. М. Цейтлина (1964) и др. Перигляциальный режим отчетливо виден в особом типе осадкообразования и в формировании специфических холодостойких биоценозов.

Граница между отложениями эоплейстоцена и плейстоцена благодаря указанным отличиям намечается достаточно ясно. На территории, подвергавшейся оледенению, она выявляется в слоях, непосредственно подстилающих морену максимального (самаровского) оледенения. В перигляциальной области начало перехода от эоплейстоцена к плейстоцену ознаменовалось значительным изменением растительного покрова. Этот переломный момент фиксируется в спорово-пыльцевых диаграммах, показывающих смену темнохвойной тайги с реликтами широколиственных древесных пород лиственными лесами с участками открытых пространств. Такие же выводы можно сделать из анализа спорово-пыльцевой диаграммы разреза 35—50-метровой террасы.

Нижний плейстоцен. Проследивая разрезы аллювиальных осадков крупнейших рек юга Средне-Сибирского плоскогорья, можно прийти к заключению, что первые следы ископаемой мерзлоты, сингенетичной

осадконакопленню, фиксируются в отложениях той же 30—40-метровой террасы (IV надпойменной).

Отложения перигляциального аллювия этой террасы в рассматриваемой области образуют самаровский горизонт. IV терраса в долине Ангары и ее крупных притоков возвышается над урезом на 30—35 м и принадлежит к числу хорошо развитых и четко выраженных террас. Ее аллювиальные отложения залегают на цоколе из коренных пород и имеют мощность, изменяющуюся в пределах 3—7 м. Внизу залегают галечники и пески (руслевая фация), а выше по разрезу они сменяются глинистыми песками, супесями и суглинками (пойменная фация). Эти отложения нужно считать еще досамаровскими. В некоторых разрезах террасы обнаруживается еще и надстроенная толща перигляциального аллювия. Обычно в строении террасы также участвуют покровные и склоновые образования, часто лёссовидного характера.

Руслевая фация аллювия не всегда бывает сложена галечником. Так, по наблюдениям С. М. Цейтлина, на Тунгусском острове, расположенном в русле Ангары, из пяти шурфов, заложенных с целью оконтурирования аллювиальных отложений террасы, только в одном были вскрыты галечные накопления. Этот автор указывает, что аллювиальные отложения, приуроченные к островным террасам, характеризуются в общем более тонким механическим составом осадков, чем отложения береговых участков той же террасы. Позже было установлено, что содержание фракции 0,5 мм в галечных отложениях береговых участков равно в среднем 12%, а на островах колеблется от 19 до 67%.

Для иллюстрации строения аллювиальной толщи этой террасы приведем, по данным С. М. Цейтлина, описание разреза шурфа, пройденного на левобережье р. Ангары в 4,5 км к югу от с. Воробьево:

	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Песок плотный, тонкозернистый, желтый, с галькой	0,7
3. Песок менее плотный, среднезернистый, желтый, с галькой (до 5—6%)	0,9
4. Глинистый песок, среднезернистый, желтый; гальки в слое до 10—12%	0,5
5. Еще более глинистый песок красно-бурого цвета, с галькой и небольшими глыбами песчаника	0,6
6. Галечник, сцементированный песком желтого цвета. Гальки средней окатанности в слое свыше 50%. Преобладающий петрографический состав: песчаник 55%, порфир 14%, кварцит 9%, диабаз и кварц по 7%, кремль 3%, роговик 2%, гранит 1%	0,3
7. Песчаник серый, среднезернистый, разбитый на плитки	0,2

Здесь кроме слоя 2, образованного покровными накоплениями, и слоя 7, относящегося к породам коренного субстрата, весь разрез представлен аллювиальными отложениями.

В аллювии IV надпойменной террасы р. Ангары известна только одна находка остатков млекопитающих. Судя по данным С. М. Цейтлина, в шурфе, расположенном в непосредственной близости от описанного, с глубины 3,9 м извлечена метакарпальная кость, принадлежащая лошади *Equus cf. chosaricus* (определение Э. А. Вангенгейм).

В среднем течении р. Куды (правый приток Ангары), на окраине с. Коты Н. И. Соколов и Н. В. Тюменцев (1949) обнаружили в рыхлой толще 30-метровой террасы остатки млекопитающих и палеолитические орудия. Они приводят такой разрез рыхлой толщи:

1. Современный почвенный горизонт
2. Желто-бурый лёссовидный суглинок
3. Красно-бурый лёссовидный суглинок
4. Темно-бурый желтый суглинок
5. Песок

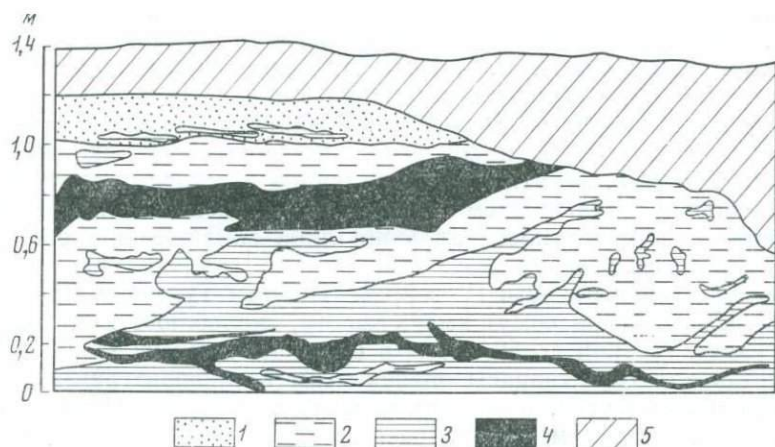


Рис. 29. Мерзлотные деформации слоев аллювия в нижней части разреза аллювия IV террасы р. Куды в котловане овощехранилища у с. Коты

1 — песок; 2 — суглинок; 3 — глина; 4 — черный гумусный суглинок; 5 — оплывшая часть разреза

Находки фауны и палеолита приурочены, как сообщают эти исследователи, к горизонту погребенной почвы, залегающей в верхней части слоя красно-бурого суглинка на глубине 1,75 м. Среди остатков фауны сказался зуб слона-трогонтерия — *Mammuthus trogontherii* (определенного по эстампу В. И. Громовым) и мелкие кости грызуна, оставшиеся неопределенными. Здесь же собрано и несколько кремневых орудий, близких по типу к раннему мустье.

При посещении района с. Коты нам не удалось увидеть описанный Н. И. Соколовым и Н. В. Тюменцевым разрез, но в другом котловане, расположенном вблизи того, в котором были найдены остатки фауны и орудия, вскрыт несколько иной разрез аллювиальных и покровных образований 30-метровой террасы.

Они выражены следующими горизонтами:

	Мощность, м
1. Черноземная почва (гумусный горизонт)	0,3
2. Песок тонко- и мелкозернистый, глинистый серовато-желтого цвета, неправильно переслаивающийся с суглинком палево-серого цвета, пористым лёссовидным: С середины слоя чередование этих пород упорядочивается и становится ясным их горизонтальное залегание и тонкое переслаивание	1,95
3. Суглинок грубый (почти супесь) коричневатого-желтого цвета, включающий прослой желто-серого, слабogliнистого мелкозернистого песка или более светлого, тонкого суглинка. Согласно со слоистостью залегает слой суглинка почти черного, расщепляющийся на более тонкие прослои . . .	0,8

В другой части котлована можно видеть интенсивные нарушения в залегании слоев, внедрения их один в другой гнездами и карманами (рис. 29).

Следует полагать, что кроме слоя 2, порода которого должна считаться покровным образованием, остальная часть отложений, вскрытых карьером, относится к осадкам аллювиального генезиса. Большой интерес представляют нарушения слоистости в верхней части слоя 2. Их характер позволяет считать, что здесь наблюдается наложенное солифлюкционное смещение грунта. Сложные и неправильные дислокации в нижней части слоя 3, местами отмечавшиеся в юго-западной части котлована, должны интерпретироваться также как результат мерзлотных процессов, сингенетичных осадку, так как выше лежат ненарушенные отложения.

Н. И. Соколов и Н. В. Тюменцев считали лёссовидные отложения лёссами эолового генезиса. Однако нами в породе слоя 2 в массовом

количестве были собраны раковины пресноводных моллюсков, принадлежащие, по определению А. И. Москвитина, *Pisidium subtruncatum* Malm., *P. nitidum* Jenyns, *P. pulchellum* Jenyns, *Lymnea auricularia* (L.), *L. peregra* Müll., *Gyraululus acronicus* (Fer.), а раковины наземных моллюсков здесь вообще не встречены. Возникает сомнение в правильности определения условий накопления этих пород как субаэральных эоловых образований. Остатки млекопитающих и остатки культуры раннего мустье (если в дальнейшем подтвердятся сведения об их находках) располагаются на поверхности аллювия либо заключены в его самых верхних горизонтах.

Во впадине области IV терраса Нижней Тунгуски (ербогаченская, по В. Ю. Малиновскому) имеет высоту, колеблющуюся от 35—40 м в верхнем течении до 50—55 м в среднем. Один из наиболее полных разрезов аллювия террасы описан этим исследователем на левом берегу Нижней Тунгуски, в окрестностях пос. Наканно (Малиновский, 1957, стр. 512). Приводим этот разрез:

	Мощность, м
1. Дерновый слой	0,2
2. Супеси светло-серые, неяснослоистые	0,6
3. Пески буровато-желтые, горизонтальнослоистые с тонкими прослойками тонкозернистых гумусированных песков	0,7
4. Ржаво-желтые ожелезненные пески, переслаивающиеся с сизыми гумусированными супесями. Слоистость нарушена криогурбациями. Преобладают сизые супеси	2,6
5. Пески желтовато-серые, кварцевые. Пачки косослоистых песков чередуются с тонкими прослойками серых гумусированных песков	1,3
6. Пески с гофрированной слоистостью, окрашены примесью гумуса в буровато-коричневые тона. Книзу слоистость резко нарушена клиновидными включениями серых грубозернистых песков	2,3
7. Пески желтовато-бурые, грубозернистые, местами гравелистые, переслаиваются с бурыми песками. Слоистость нарушена клиньями и языками бурых глинистых песков	5,8
8. Пески серые кварцевые, средне- и крупнозернистые, волнисто-слоистые	2,5
	(видимая)

В составе пыльцевых спектров из образцов верхней части разреза совершенно отсутствуют, как сообщает В. Ю. Малиновский, пыльца древесных пород. Здесь встречена только пыльца травянистых растений.

В порожистой части течения р. Подкаменной Тунгуски аллювий отличается несколько более грубым составом. Так, в шурфе, заложенном у фактории Угоян (см. рис. 13), можно наблюдать:

	Мощность, м
1. Почва	0,15
2. Суглинок тонкий, плотный, желто-бурый, содержащий редкую рассеянную мелкую гальку. Постепенно переходит в следующий слой	0,85
3. Суглинок плотный, слабо пластичный с сажистыми примазками и блестящими слюды. Цвет желто-бурый с ржавыми пятнами. Включает единичную гальку и валуны траппов. Размеры валунов достигают 0,3 м	0,80
4. Галечник, слабо сцементированный песком, сильно глинистым, тонким, мелкозернистым, однородным, желто-бурого цвета. Содержание гальки в слое до 70—75%. Преобладает галька размером в 2—3 см. Состав ее: кварц, кварцит, песчаник, кварцитовый песчаник, кремень, гранит, порфирит, траппы. Галька в общей массе скатана хорошо. Имеются прослои средне- и крупнозернистого промытого песка, полимиктового, светло-желтого цвета. По четкой границе слой переходит в нижележащий	0,70
5. Галечник, сцементированный слабо глинистым, сильно ожелезненным разнозернистым песком. Галечного материала в слое 85—90%. Преобладает галька размером 0,5—1,5 см. Окатанность хорошая. Состав аналогичен гальке описанного выше слоя. В виде линз встречается промытый песок и гравий, сильно ожелезненные, буро-коричневого цвета. Четко граничит со следующим слоем	0,40
6. Песок полимиктовый, промытый, крупнозернистый, с большим содержанием кварца, светло-желтого цвета. В западной стенке шурфа выходит валун порфирита, размером до 0,7 м в поперечнике. По резкой, четкой границе песок переходит в нижележащий слой	0,30
7. Галечник, аналогичный описанному выше. Он сцементирован крупнозернистым промытым песком буро-желтого цвета с ожелезненными уча-	

стками. Галечного материала в слое до 80%. С глубиной размер гальки увеличивается. Слой содержит гнезда мелкой гальки размером от 0,5 до 1,0 см

1,20

8. Песчаник тунгусской свиты, серо-зеленого цвета, в верхней части сильно разрушенный.

Некоторое представление о характере растительности, синхронной аллювию террасы, можно составить по результатам спорово-пыльцевого анализа разреза 35—40-метровой террасы Ангары у с. Каты (Гричук, 1959), из которого явствует, что елово-кедровая тайга времени начала формирования аллювиальной толщи вскоре сменялась светлохвойной тайгой с господством сосны, березы и, вероятно, лиственницы. По данным Г. М. Покровского, преобладание в спектре пыльцы сосны и березы при большом содержании пыльцы травянистых растений зафиксировано также в аллювии IV (34 м) террасы р. Ии у дер. Красный Бор.

Находки в аллювии IV террасы рек Средне-Сибирского плоскогорья остатков фауны млекопитающих, относящихся к хазарскому фаунистическому комплексу В. И. Громова (1948), дают основание относить рассматриваемый стратиграфический горизонт ко времени, непосредственно предшествующему максимальному оледенению Восточной Сибири или, вернее, к его ранним фазам, так как в перигляциальном аллювии IV террасы наблюдаются первые сингенетичные его осадкам проявления многолетней мерзлоты.

Со значительным похолоданием начала плейстоцена связана замена в растительном покрове темнохвойной тайги светлохвойной, а проявления солифлюксии свидетельствуют о несомненном наличии в ландшафте безлесных пространств. Это же похолодание послужило причиной становления нового — хазарского — комплекса млекопитающих, во многих чертах, как полагает Э. А. Вангенгейм (1961), связанного с последующими фаунами, но существенно отличного от предшествующих.

Отложения, образующие следующий стратиграфический горизонт плейстоцена, накапливались в существенно других условиях, которые, по данным спорово-пыльцевого анализа, можно определить, как межледниковые. Этот горизонт прослежен еще в сравнительно немногочисленных разрезах, связанных с аллювиальной толщей III террасы.

III надпойменная терраса, имеющая превышение в 18—25 м над уровнем рек, широко распространена на юге Средне-Сибирского плоскогорья и обладает характерным разрезом. Она имеет обычно низкий коренной цоколь и сравнительно большую мощность аллювиальных накоплений, колеблющуюся в пределах 10—18 м. Это стоит в связи с тем, что нормальный аллювий, образованный закономерным сочетанием осадков русловой и пойменной фаций, наращивается в разрезе накопления перигляциального аллювия. Аллювиальные образования нередко перекрыты сложно построенной покровной толщей.

Отложения мессовского (по терминологии, принятой для Западной Сибири) межледниковья связаны с осадками нормального аллювия, включая осадки старичной фации. Вверх по разрезу отложения межледниковья переходят в слои, накапливавшиеся в резко холодных условиях, которые мы связываем с климатической обстановкой первого постмаксимального — тазовского оледенения. Положение обоих этих стратиграфических горизонтов в одних и тех же разрезах делает целесообразным рассматривать их вместе.

О строении аллювия III террасы дает представление обнажение, описанное на правом берегу Ангары, в 1 км выше о-ва Большого. Сверху вниз здесь залегают:

Мощность, м

- | | |
|---|---|
| 1. Суглинок бурый, плотный | 5 |
| 2. Песок разнозернистый, бурый, слоистый, местами сыпучий | 3 |
| 3. Галечник полимиктовый с примесью разнозернистого песка светло- | |

бурого цвета. Галька средней окатанности, от 2 до 8 см в диаметре. Галька представлена кварцем, кремнем, порфиром, траппами и пр. Содержание ее в слое равно 40%. Кроме того, встречаются обломки и валуны траппа, достигающие 1 м в диаметре. Содержание обломочно-валунной фракции в слое — до 20%

4. Пестроцветные песчаники братской свиты 3
9

В этом обнажении мы сталкиваемся, по-видимому, с толщей нормального аллювия, выраженного русловой (слой 3) и пойменной (слой 2) фациями. В слое 1 присутствуют как покровные накопления, так в основном и накопления перигляциального аллювия, оставшиеся, к сожалению, неразделенными.

Подобный описанному разрез наблюдается ниже по течению Ангары, у с. Воробьево, где в верхней части аллювиальной толщи обнаружены многочисленные остатки млекопитающих, в том числе и *Mammuthus primigenius* (раннего типа). В большом обнажении этой террасы отмечаются частые трапповые глыбы.

В нижнем течении Илима хорошие разрезы III террасы наблюдались в обнажениях в районе Нижне-Илимска и Симахинского порога. Аллювиальные отложения лежат на сравнительно низком цоколе, высота которого над рекой колеблется от 3 до 9 м.

Приведем один из разрезов близ устья Илима, на его правом берегу, в 300—350 м ниже Симахинского порога:

	Мощность, м
1. Почва	0,3
2. Песок мелкозернистый, однородный, темно-желтый, сильно глинистый, включает линзы мелкого гравия. По хорошо заметной границе слой переходит в следующий слой	1,9
3. Песок мелкозернистый, однородный, глинистый, желтовато-серый, тонко переслаивающийся с супесью зеленовато-серого цвета. Слоистость подчеркивается окраской и способностью породы делиться на тонкие отдельности. Обогащаясь суглинистым материалом и приобретая зеленоватую окраску, слой постепенно переходит в следующий	1,9
4. Тонкое переслаивание суглинка и супеси, имеющих табачно-зеленую или охристо-бурю окраску	1,1
5. Песок мелкозернистый, с примесью среднезернистого, слабоглинистый, красновато-желтый, отчетливо косослоистый. Есть косо наслоенные тонкие линзы суглинка красноватого цвета. По резкой границе слой переходит в следующий	6,8
6. Галечник, заключенный в разноезернистом песке с гравием желтого цвета. Состав галечника обычный для русла и других низких террас Илима. Нижняя граница галечника закрыта осыпью. Коренной цоколь прослеживается с высоты 4—4,5 м выше горизонта воды	1,6

В этом разрезе, как мы считаем, помимо нормального аллювия (слои 5, 6) уже явно обнаруживается присутствие перигляциального аллювия, отличающегося горизонтальной слоистостью и на некоторых уровнях примесью гравия. В толще нормального аллювия нетрудно различить русловые осадки (слой 6) и осадки прирусловой отмели (слой 5).

На осыпи обнажения обнаружено несколько кремневых отщепов и орудий неолитического облика, происходящих, по-видимому, из нижней части почвы. В основании слоя 6 удалось найти кости конечности шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), а из слоя 4 на глубине 3,6 м вынуты сильно разрушенные остатки, принадлежащие мамонту *Mammuthus primigenius* (Blum.). Несколько дальше в этом же обнажении, в слое 4, также в коренном залегании найдена фаланга оленя *Сervus* sp. (определения В. И. Громова).

Приведем далее разрез III террасы р. Иркут, наблюдавшийся близ выхода этой реки из Саянских гор. На левом берегу р. Иркут, в 0,5 км выше с. Максимовщина, в овраге, разрезающем поверхность 25-метровой террасы, можно наблюдать на цоколе из юрских песчаников, поднимающихся на 4 м над урезом воды, следующую толщу:

1. Суглинок лёссовидный, палево-серый, разбитый с поверхности полигональной решеткой псевдоморфоз по ледяным клиньям	1,5
2. Суглинок лёссовидный, коричневато-бурый, плотный, однородный, макропористый, от кровли разбитый другой системой псевдоморфоз по ледяным жилам	1,0
3. Суглинок лёссовидный, палевого цвета, тонкий, однородный, пылеватый; слоистость горизонтальная, мощность слоев от 0,5 до 2—3 см. В массовом количестве здесь захоронены раковины мелких моллюсков	4,0
4. Песок коричневато-бурый, среднезернистый, слабо обохренный, неяснослоистый. Включает невыдержанные прослои светло-серого суглинка	2,5
5. Переслаивание грубой и тонкой супеси желтовато-палевого цвета, переходящей в супесь темно-серую, тонкую, однородную	0,7
6. Супесь серовато-желтая, тонкая однородная, тонкослоистая	2,3
7. Суглинок синевато-сизый, тонкий горизонтально-слоистый	0,7
8. Переслаивание суглинка коричневатого-серого плотного с песком мелкозернистым, светло-серым ржавым. Границы слоев неровные, песок местами косослоист. Мощность слоев суглинка нарастает вверх до 10—15 см и слой постепенно переходит в следующий	3,0
9. Тонкое переслаивание суглинка желтовато-серого, плотного, с супесью тонкой такого же цвета. Преобладает суглинок	0,6
10. Галечник разнообразного петрографического состава, в основном хорошо окатанный, связанный мелкозернистым, гравелистым, промытым песком светло-серого цвета. В составе гальки преобладают гранит, кварцит, кварцитовидные песчаники, жильные породы, характерные для саянского выноса. В основном галька крупная, ее размеры заметно возрастают от кровли слоя к подошве. Внизу наблюдаются валуны размерами до 20—30 см в диаметре. Контакт с вышележащим слоем проходит по ровной границе	4,0

В данном разрезе мы встречаемся с двумя пачками аллювия: нормального, выраженного осадками русловой фации (слой 10), старичной фации (слои 9, 8, 7), пойменной фации (слои 6, 7) и покрывающего его перигляциального аллювия (слои 3, 4, 5), в значительной части образованного слоистыми лёссовидными осадками. Аллювиальные отложения перекрыты здесь двумя покровами неслоистых лёссовидных суглинков, разделенных границей размыва, каждый из которых разбит отдельной полигональной системой жильных льдов.

По раковинам моллюсков из слоя 3 А. А. Стеклов определил присутствие наземных гастропод *Pupilla muscorum lindstromi* West., *Valoniopsis tenuilabris* Al., Br., *Succinea oblonga* Drap.

Все эти формы, по А. А. Стеклову, гидрофильные, но переносящие условия засушливых биотопов, в фоссильном состоянии обычные в украинских лёссах.

На спорово-пыльцевой анализ из отложений 25-метровой террасы р. Иркут у с. Максимовщина было отобрано 20 образцов. Однако, по заключению Л. В. Голубевой, пыльцу и споры содержало всего шесть образцов, взятых из нижней и средней частей разреза (рис. 30).

В самом нижнем образце — из слоя галечника с глубины 18 м — встречено много пыльцы сосны (60%) и березы (24%). В нижней части слоя голубовато-серых суглинков, обнажающихся в интервале глубины 13—14 м, преобладает пыльца древесных пород, а в верхней — травянистых растений. При рассмотрении состава пыльцы древесных пород обращает внимание большое содержание пыльцы лиственницы — до 32%. Как известно, даже в поверхностных пробах, взятых на участках лиственничных лесов, пыльца лиственницы составляет всего 5—10%. Поэтому наличие лиственницы в таком большом количестве и значительное участие пыльцы травянистых растений свидетельствуют, по мнению Л. В. Голубевой, о широком распространении разреженных лиственничных лесов. Кроме пыльцы лиственницы в спорово-пыльцевых спектрах в большом количестве наблюдается пыльца ели (до 57%), сибирского кедра (до 16%), березы (до 41%), присутствует пыльца пихты. Это в свою очередь показывает, что на некоторых благоприятных участках рельефа — по долинам или на более увлажненных скло-

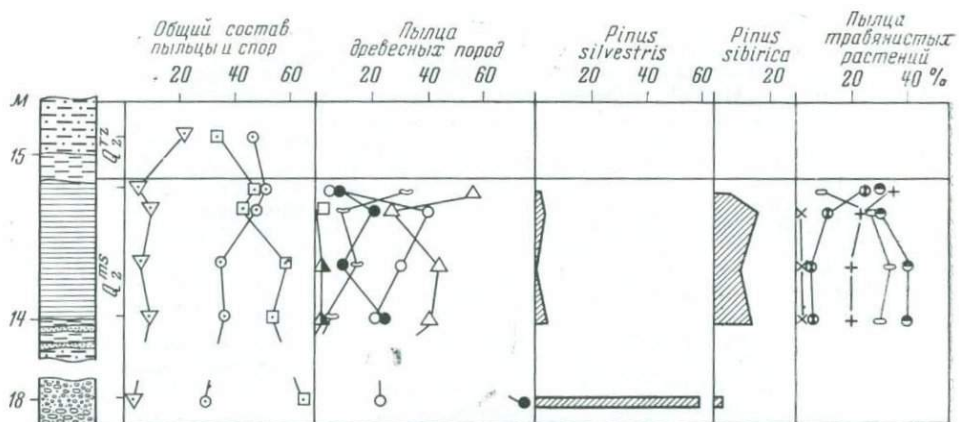


Рис. 30. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювиальных отложений III (25-метровой) террасы р. Иркут у с. Максимовщина (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

нах — возможно, произрастали темнохвойные леса с примесью березы. В составе пыльцы трав встречается как пыльца ксерофитов — полыни (до 32%), лебедовых, эфедры, — так и злаков, осок и разнотравья. Выше по разрезу, в желтовато-серых тонкослоистых супесях, преобладает пыльца травянистых растений, в составе которых много полыни.

Отложения перекрываются светло-серыми лёссовидными слоистыми супесями, датированными временем тазовского оледенения. Таким образом, формирование голубовато-серых суглинков и распространение лиственничных лесов относится, по-видимому, к концу мессовского межледникового.

Двучленное деление аллювия III террасы по пыльце видно и из рассмотрения разрезов, проанализированных М. П. Гричук (1959), Т. Д. Боярской (1961). В нижней части спорово-пыльцевой диаграммы 22—27-метровой террасы, приведенной Т. Д. Боярской, видно, что во время накопления песков в растительности преобладали древесные породы (сосна, береза, кедр), но травянистые ассоциации также занимали значительное место. Выше по разрезу древесные породы продолжают преобладать, но в их составе доминирует ель. Эту часть разреза мы сопоставляем с мессовским межледниковьем. Выше, как видно из диаграммы, содержание древесных резко падает, при соответствующем возрастании спор (до 88%). Здесь зафиксирован непосредственный переход от межледниковых осадков к осадкам времени развития тазовского оледенения. В упомянутых спорово-пыльцевых диаграммах и в других мы не встречаем полного разреза межледниковья, а сталкиваемся только с его последними фазами.

Из изложенных данных видно, что большая верхняя часть разреза аллювия III террасы накапливалась в условиях резкого понижения температур и, по-видимому, сильного иссушения климата, наложивших отпечаток не только на характер растительности, но и на тип литогенеза, состав и экологию фауны млекопитающих и беспозвоночных животных. Это видно на примере многих разрезов, в которых запечатлены проявления ископаемой мерзлоты в форме солифлюкционных нарушений слоистости и в виде морозобойных клиньев. Такие разрезы прослежены во всей Присаянской полосе и несколько севернее. Так, разрезы III террасы с сингенетичными проявлениями мерзлоты наблюдались в карьере Тулунского кирпичного завода, в галечном карьере на левом берегу Ангары, напротив с. Буреть, у пос. Балаганск и в других местах.

Во всех этих случаях морозобойные клинья или инволюции начинаются в кровле осадков нормального аллювия и внедряются эпигенетически в его толщу.

В Присаянской части территории Средне-Сибирского плоскогорья, как видно на примере разреза у с. Максимовщина (и в других разрезах), осадки перигляциальной фации аллювия нередко отличаются тонким механическим составом, однородностью материала, пористостью, повышенной карбонатностью, палевой окраской, местами просадочными свойствами. Таким образом, эти отложения обладают многими типичными особенностями лёссовидных образований. От собственно лёссов их отличает наличие слоистости и включения рассеянного гравия, гальки или более крупных обломков, а также раковин пресноводных моллюсков.

В слоях аллювия III террасы встречены многочисленные остатки млекопитающих и беспозвоночных животных. Так, в низовьях р. Белой в бывшем карьере шамотного завода, собраны остатки нескольких особей *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus caballus* subsp?, *Bos* (?Bison) sp., *Rangifer tarandus* L., у с. Воробьево — *Mammuthus primigenius* (Blum.) (ранняя форма) и *Rangifer tarandus* L., у с. Боищиково — *Bison* sp., у Симахинского порога, в низовьях Илима, у устья р. Народимой — *Coelodonta antiquitatis* (Blum.) и т. д. Необходимо подчеркнуть, что все перечисленные находки, встреченные *in situ*, принадлежат животным верхнепалеолитического фаунистического комплекса.

В. Ю. Малиновский (1957) так же, как и мы, связывает с отложениями III террасы в верховьях Нижней Тунгуски находки остатков мамонта раннего типа, бизона (*Bison priscus* cf. *longicornis* W. Grom.), являющегося переходной формой между типичными *B. priscus longicornis* и *B. priscus deminutus*.

В верхних слоях аллювия III террасы местами заключены раковины моллюсков. В лёссовидных аллювиальных отложениях III террасы близ Иркутска с глубины 23 м И. В. Даниловский (1939) определил *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia tenuilabris* Al. Br., *V. tenuilabris* Sterki, *Columella edentula* Drap., *C. edentula columella* Mart., *C. columella iniorata* Michaud, *Vertigo alpestris* Alder, *V. substriata* Jaffreys, *Pupilla muscorum edentula* Slav., *P. muscorum* Müll.

Фауна, по заключению И. В. Даниловского, образует типичный лёссовый комплекс, развивающийся в перигляциальной обстановке.

Имеется довольно полная спорово-пыльцевая характеристика аллювиальных образований III террасы по нескольким разрезам.

Р. Е. Гитерман (1960) проанализировала ряд образцов из разреза III террасы верховья Нижней Тунгуски. В самых низах аллювия еще отмечается содержание пыльцы древесных пород, но выше спорово-пыльцевые спектры указывают на деградацию лесов и преобладание открытых ландшафтов. Содержание травянистых растений в спектрах возрастает до 50—90%. Преобладают разнотравье и полыни, встречаются злаки, осоки, лебедовые, эфедра и др. Во всех образцах много спор, главным образом зеленых мхов. В целом растительный покров во время формирования аллювия носил характер холодной лесостепи или лесотундры. Несмотря на ряд отличий, и в этом разрезе картина развития растительности была близкой к той, которая установлена Л. В. Голубевой для разреза у с. Максимовщина.

Стратиграфические соотношения, подобные описанным, выявляются не только в аллювиальных, но с неменьшей выразительностью и в покровных образованиях. С большой полнотой это можно видеть в новом карьере шамотного завода, заложенного в излучине р. Белой близ ее устья. Карьером здесь вскрыто строение делювиально-солифлюкционного шлейфа, спускающегося к тыловому шву 18—20-метровой террасы

р. Белой с уступа более высокой, 50-метровой террасы этой реки (рис. 31). Описание приводится по восточной стенке, сверху вниз:

	Мощность, м
1. Скопление черного переотложенного гумуса	0,3
2. Супесь буровато-серая, грубая, с включением мелкой щебенки и гальки, макропористая с карбонатными потеками. Местами вдаётся в нижележащий слой по неглубоким, но широким морозобойным клиньям	0,5
3. Суглинок лёссовидный, палево-серый, грубый	1,8
4. Суглинок лёссовидный, красновато-бурый, грубый, пористый, с рассеянными включениями карбоната	1,2
5. Суглинок лёссовидный, палево-серый	0,7
6. Почва погребенная, выраженная гумусовым горизонтом мощностью 15—20 см и горизонтом выщелачивания такой же мощности. Почва сильно деформирована солифлюкцией, а местами разорвана	0,4
7. Суглинок лёссовидный, палево-серый, с отдельными точечными включениями марганцевого минерала; порода внизу интенсивно смята солифлюкцией. Здесь, в середине слоя, найдены обломки рогов оленя	1,8
8. Почва погребенная, выраженная гумусовым горизонтом с распылчатой кровлей и подошвой, другие горизонты почвенного профиля слабо выражены	0,2
9. Суглинок лёссовидный, палево-серый. Благодаря отличиям в окраске внизу слоя прекрасно отражена текстура смятой солифлюкцией породы	2,0
10. Почва погребенная, имеющая четкую кровлю. Почва явственно прослеживается во всех стенках карьера. Она выражена интенсивно черным гумусовым горизонтом мощностью 0,7 м, постепенно переходящим в нижележащий, более светлый, интенсивно карбонатизированный горизонт. В почве и в подстилающем слое встречено множество ископаемых кротовин	1,2
11. Суглинок лёссовидный, палево-серый	1,2
12. Почва погребенная темно-серая, в верхней части слегка деформирована. Постепенно переходит в следующий слой	0,5
13. Суглинок плотный, грубый, малопластичный с редкими рассеянными гальками и щебенками	1,5

(видимая)

В других карьерах, вскрывающих более низкие горизонты разреза покровных образований и подстилающих их аллювиальных отложений, можно проследить залегание на поверхности аллювия лишь одного, верхнего покрова лёссовидных образований. Нижний покров локализуется на пологом участке склона долины, между VI и III террасами и, очевидно, образовался одновременно с аллювием III террасы.

В приведенном разрезе с полной ясностью отразились события среднего и верхнего плейстоцена. Обращает на себя внимание деление всей толщи лёссовидных накоплений на два яруса, границей между которыми служит мощная погребенная почва черноземного типа. В основании нижнего лёссовидного горизонта на склоновых отложениях не вполне определенного возраста (очевидно, позднеплейстоценового) лежит нижняя погребенная почва, генетический тип которой менее ясен, так как она сохранилась фрагментарно и полный ее профиль видеть не удалось. Однако хорошо сформированный гумусный горизонт сближает ее с межледниковыми почвами.

Нижний горизонт лёссовидных отложений должен быть отнесен ко времени тазовского оледенения, верхний — зырянского. Разделяющая их черноземная почва — образование времени казанцевского межледниковья. Остатки двух разрушенных мерзлотными процессами погребенных маломощных почв в верхнем (зырянском) ярусе лёссовидных образований следует считать межстадиальными, они намечают деление времени зырянского оледенения на три стадияла. Самая нижняя почва в основании всей лёссовидной толщи в таком случае должна относиться к мессовскому межледниковью. Из сказанного следует также, что на тазовском аллювии залегает только верхний (зырянский) лёссовидный покров, а нижний, лежащий на склоне, должен был сформироваться одновременно с верхней частью аллювия.

Ранее мы полагали, что аллювиальные отложения III террасы относятся ко времени нижнего (среднего в четырехчленном делении четвер-

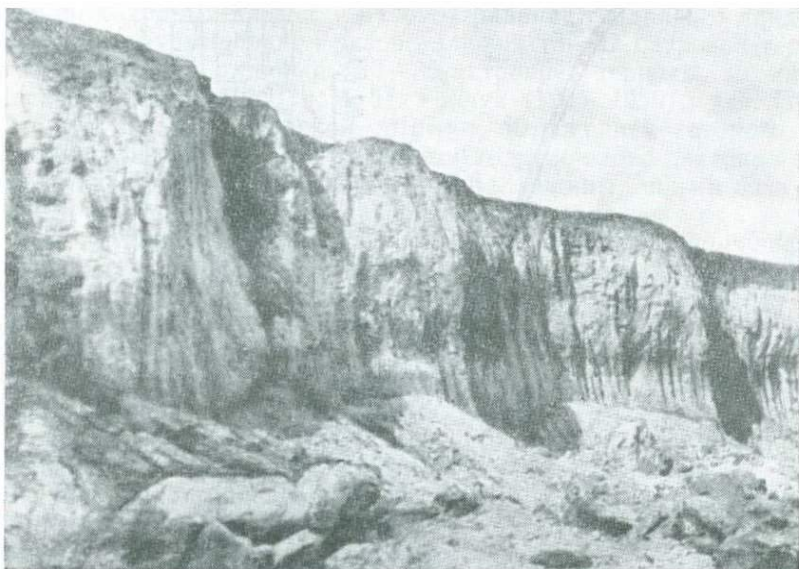


Рис. 31. Общий вид разреза покровных лёссовидных суглинков в карьере шамотного завода. Хорошо прослеживается наклонное залегание казанцевской черноземной почвы

тичной системы) плейстоцена и отвечают развитию максимального (самаровского) оледенения (Равский, 1959а, 1960). Однако последующие геологические исследования и палинологическое изучение отложений Восточной Сибири показали более сложный характер событий нижнего плейстоцена и развития оледенения. Удалось установить, что оледенение делилось на два этапа межледниковым перерывом. Тем самым появилась возможность сблизить стратиграфические схемы нижнего плейстоцена Восточной и Западной Сибири и принять уже устоявшуюся для северных районов Сибири стратиграфическую терминологию.

В пределах нижнего плейстоцена нижняя часть аллювиальной толщи III террасы, как отмечалось, датируется временем мессовского межледниковья, а большая верхняя часть — временем тазовского оледенения. В некоторых местах в низовьях Ангары и, в частности, в разрезе у с. Кеуль, судя по материалам Т. Д. Боярской (1961), в аллювии различаются слои, принадлежащие казанцевскому межледниковью.

Сходная до некоторой степени точка зрения была высказана ранее В. А. Зубаковым (1961а), отнесшим аллювий III террасы Ангары ко времени тазовского оледенения, однако эта догадка у него геологически не обоснована.

Наряду с изложенными воззрениями на время накопления аллювиальных образований III террасы рек ангарского бассейна, в последние годы распространились и другие взгляды, сущность которых сводится к утверждению, что отмеченная волна холода во время накопления верхней части аллювия III террасы была обусловлена не тазовским, а более поздним — зырянским — оледенением.

Так, С. С. Воскресенский (1959) считает среднечетвертичными (нижнеплейстоценовыми, по нашей схеме) отложения террас Ангары, имеющих превышение 45—75 м, а отложения всех более низких террас он относит к верхнечетвертичному времени. Основанием для такого представления послужило то, что с верхами рыхлого покрова 18-метровой

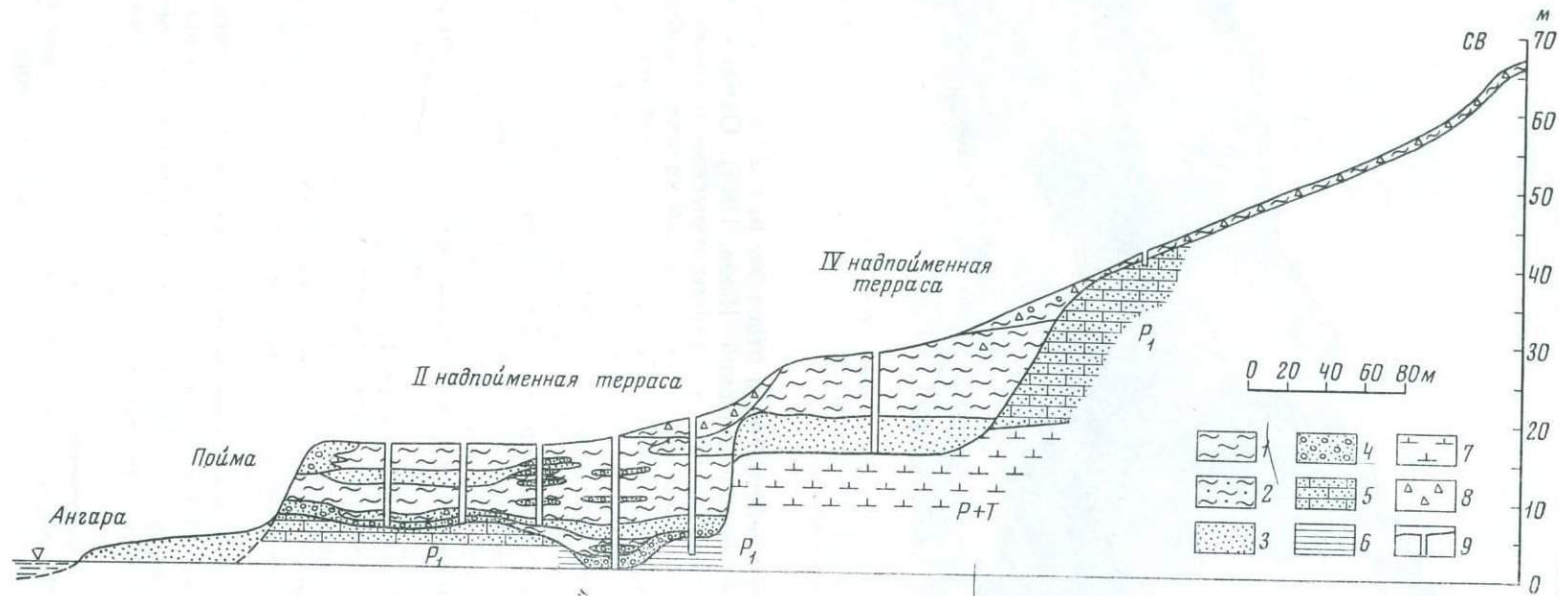


Рис. 32. Геологический профиль правого склона долины Ангары у устья р. Карапчанки

1 — глина; 2 — суглинок; 3 — песок; 4 — галечник; 5 — песчаник; 6 — алевролиты; 7 — породы трапповой формации; 8 — щебень; 9 — шурфы

террасы р. Белой (близ ее устья) и 20-метровой террасы Ангары связаны известные верхнепалеолитические стоянки Мальта, Буреть, Военный госпиталь, фауна из которых и особенности устройства жилища служат указанием на холодный климат и распространение тундрового ландшафта. Во время же формирования низов аллювия 18—22-метровой террасы Ангары и накопления аллювия 30—35-метровой террасы, по мнению С. С. Воскресенского (1962) и М. П. Гричук (1955, 1959), для Приангарья был свойствен термический оптимум, выражением которого служила господствовавшая в растительности кедрово-елово-пихтовая тайга с примесью широколиственных пород — дуба, лещины, липы и вяза.

Однако в обеих стоянках культурный слой отделен от аллювия III террасы покровом лёссовидного суглинка делювиально-солифлюкционного происхождения и не может поэтому датировать, как это полагает С. С. Воскресенский, возраст аллювиальных образований. Из этого же вытекает и невозможность отнесения аллювия III террасы к верхнему плейстоцену.

Более подробно положение культурных горизонтов палеолитических стоянок рассматривается в этой работе дальше.

Верхний плейстоцен. Отложения верхнего плейстоцена широко распространены на поверхности междуречий в виде различных по происхождению покровных образований; в речных долинах к ним относятся делювиально-солифлюкционные шлейфы на склонах и аллювиальные накопления низких надпойменных террас.

В соответствии с общепринятыми взглядами верхний ярус плейстоцена начинается отложениями межледниковья.

Существование отложений межледниковья в Восточной Сибири впервые обосновал В. А. Обручев (1931), изучая четвертичные отложения Патомского нагорья. Позже о следах межледниковья в горах Восточного Саяна писали И. А. Молчанов (1959) и Н. И. Соколов (1937, 1957). Спорно-пыльцевые анализы четвертичных отложений Приангарья привели М. П. Гричук (1959) и С. С. Воскресенского (1959) к представлению о межледниковом характере аллювиальных отложений IV и низов III надпойменных террас, отнесенных ими к верхнему плейстоцену.

Недостаточная обоснованность заключения последних авторов уже была показана в этой работе. Что же касается несомненных следов большой межледниковой эпохи в верхнем плейстоцене в области Средне-Сибирского плоскогорья, то они пока весьма немногочисленны.

Казанцевский и зырянский горизонты связаны в основном с аллювиальными отложениями II террасы или со склоновыми.

Бесспорными образованиями казанцевского межледниковья являются погребенные почвы, сохранившиеся местами в толще лёссовидных образований, а также аллювиальные отложения (нормальный аллювий) II надпойменной террасы. Эта терраса, возвышающаяся на 14—17 м над меженным уровнем воды, принадлежит к типу эрозивно-аккумулятивных, однако ее коренной цоколь расположен невысоко (в среднем на 1—3 м). В отдельных случаях цоколь опускается ниже горизонта воды или поднимается над ним на 4—6 м. В основании террасы на коренных породах почти всегда залегает тонкий слой галечника, на который ложится значительно более мощная пачка песков, супесей, суглинков. В них нередко наблюдаются прослои и линзы мелкого галечника и щебня. Лучшее всего отложения II террасы изучены вблизи устья Карапчанки (рис. 32).

Приведем разрез шурфа, вскрывшего аллювиальную толщу террасы:

	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Глина коричневатожелтая, плотная, комковатая, слабопесчаная; наблюдаются тонкие прослойки мелкозернистого песка толщиной 2—3 м	4,1

3. Трапповый щебень, несколько выветрелый и ожеженный, цементированный коричневатожелтой плотной глиной	0,2
4. Глина коричневатожелтая, плотная. По всему слою рассеяна хорошо окатанная галька кварца, кремня, траппа, затронутого выветриванием, и других пород. Слои неясно граничат со следующим	2,8
5. Галечник, плотно цементированный коричневатожелтой глиной. Содержание гальки до 30%, в ее составе кремнь, кварц, траппы, сланцы. Размеры галек колеблются от 1 до 3 см. Окатанность средняя и хорошая. Преобладают экземпляры размером 1,5—2,0 см	0,2
6. Глина коричневатожелтая, плотная, слабopесчаная, с большим количеством выветрелых с поверхности трапповых валунов, достигающих 30—40 см в диаметре. Четко граничат с нижележащим слоем	3,5
7. Песок коричневатожелтый, тонкозернистый, глинистый, полимиктовый, очень рыхлый	2
8. Глина коричневатожелтая, плотная, песчаная. Содержит отдельные гальки и валуны; четко граничат со следующим слоем	1,0
9. Галечник, слабо цементированный песчано-гравийным материалом и желтой глиной. Глина цементирует слой отдельными гнездами и линзами. Состав галечника такой же, как в слое 5. Окатанность галек хорошая и средняя, размеры средние	0,4
10. Глина ржаво-коричневая, плотная, вязкая, пластичная, однородная. Включений не содержит	1,2
11. Галечник цементированный крупнозернистым, сильно ожеженным песком ржаво-желтого цвета. Состоит из хорошо окатанных галек такого же состава, как и в слое 9. Наблюдается большое количество валунов до 80 см в диаметре	1,2
12. Плотик — алевролиты, сильно разрушенные в верхней части. Располагаются ниже уровня реки	1,7

В расчехках, пройденных из этого шурфа, наблюдалась весьма изменчивая мощность галечника, а заключенные в нем крупные глыбы траппа достигали 1 м и более. На уступе террасы такие же глыбы встречены и в верхней части аллювиальных накоплений.

В данном разрезе террасы довольно ясно, как нам кажется, можно видеть присутствие русловой и пойменной фаций нормального аллювия (соответственно слои 11 и 10—7) и стложенного перигляциального аллювия (слои 6—2), отличающегося переслаиванием неоднородных литологических разновидностей — глины, песка, включающих прослойки гальки, щебня и крупные глыбы коренных пород. Здесь эта разновидность аллювия имеет многие типичные признаки перигляциального аллювия.

В низовьях Ангары, несколько выше по течению от д. Татарка, отложения II террасы наблюдались в таком разрезе (рис. 33):

	Мощность, м
1. Почва	0,5
2. Суглинок красноватожелтый, плотный, с хорошо заметной горизонтальной тонкой слоистостью	0,9
3. Щебнисто-глыбово-галечный материал, приблизительно на 80% состоящий из щебня и глыб плитчатых черных алевролитов. Обломочный материал заключен в глинистой гравийно-дресвяной массе сероватожелтого цвета. В кровле слоя и в нем самом обнаружены обломки костей черепа крупного животного	1,2
4. Песок среднезернистый, малоглинистый, рыхлый, слоистый, сероватожелтого цвета с прослоями гальки и мелкого гравия	4,0
Основание аллювия здесь не вскрыто.	

Слой 3 в приведенном обнажении представляет собой большую линзу склоновых образований в толще аллювиального песка. Найденные в обнажении кости были переданы В. И. Громову, который определил *Bison priscus deminutus*, *Mammuthus primigenius* и мелкую форму *Equus caballus*.

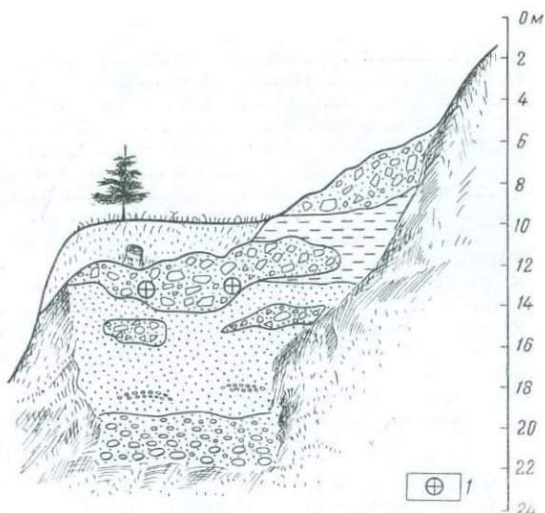
В долине Илима II терраса также имеет низкий коренной цоколь, возвышающийся над водой на 2—5 м, на котором лежит довольно мощ-

Рис. 33. Схема обнажения II террасы
р. Ангары у дер. Татарка

1 — место захоронения короткого быка
и лошади

ная аллювиальная толща. Последняя обнаруживает ясное разделение на два горизонта: нижний — галечный и верхний — песчано-глинистый. Второй горизонт, как правило, имеет большую мощность.

В береговом обрыве на правом берегу реки, в 2 км выше дер. Куклино, можно наблюдать следующий разрез:



	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Песок мелкозернистый, красновато-бурый, сильно глинистый	0,4
3. Горизонт погребенной почвы, выраженный гумусированными песками, в нижней части со следами выщелачивания. В основании почвы — многочисленные кремневые отщелы и каменные орудия неолитического облика, обожженные кости, древесные угли и остатки грубой керамики (культурный горизонт)	0,1
4. Песок мелко- и среднезернистый, несколько глинистый, желтовато-бурый, однородный, сортированный. Местами в виде тонких линз и прослоев залегает песок светло-серого цвета. Постепенно сверху вниз песок становится более грубым и менее глинистым и по условной границе переходит в следующий слой	3,8
5. Песок среднезернистый, светло-серый, неясно-горизонтальнослоистый, без включений	10,1
6. Галечник с примесью разнозернистой песчано-гравелистой, слабоглинистой массы желто-бурого цвета. В составе обломочного материала преобладают гальки диаметром 3—5 см. Большинство из них принадлежит «экзотическим» породам — кварцу, кремню, кварциту, но в количестве, близком к половине находятся также местные коренные породы: мергели, песчаники, оолитовые известняки и траппы	1,0
7. Аргиллиты с прослоями песчаников. Видимая мощность (до уреза реки)	1,4

Несколько другое строение террасы наблюдается по линии горных выработок, пройденных у полевого стана Милягино. Как видно на профиле (см. рис. 8), коренной цоколь террасы здесь опущен ниже уреза и галечный горизонт уходит под воду.

Остатки млекопитающих в отложениях этой террасы на Илме не встречены. В одном из шурфов близ Милягино В. П. Алексева в песках обнаружила раковины моллюсков. Они были определены И. В. Даниловским и отнесены им к пресноводным формам — *Unio crassus* Retz и *U. tumidus* Retz., являющимся придонными жителями проточных вод.

В присаянской части рассматриваемой территории, в низовьях р. Курзанки, вблизи ее впадения в р. Ию, в карьере кирпичного завода у д. Ермаки разрез аллювия этой террасы имеет такой характер:

	Мощность, м
1. Черноземная почва, по грунтовым жилам вдающаяся в нижележащий слой	0,5
2. Суглинок с включением карбонатов	0,7
3. Суглинок грубый, буровато-серого цвета, пористый, отчетливо слоистый; встречаются рассеянные мелкие гальки и не крупные валуны	1,8

4. Суглинок грубый, красновато-охристого цвета, пористый, слоистый. Отдельные прослои имеют мощность 2—3 см. Много гелубоватых пятен неправильной формы, по-видимому, виванита; есть неясные отпечатки растительных остатков. В последних 2 м суглинок становится тоньше и почти переходит в глину. На глубине 6—8 м от поверхности в стенках карьера собраны остатки млекопитающих. Из этого же горизонта происходят и многочисленные кости, лежащие в отвалах. По резкой границе слой переходит в следующий	7,5
5. Переслаивание песка тонкозернистого желтовато-серого и суглинка буровато-серого цвета. Горизонтальная слоистость подчеркивается наличием в песке тонких черных прослоев	1,0
6. Песок тонкозернистый, серовато-желтого цвета, рыхлый, промытый, горизонтально-слоистый. Есть прослой мощностью 1 см угольно-черного цвета. Отсюда происходят перетолженные плотные куски юрского сапропелья	0,8

Отсутствие полного разреза не дает уверенности в точности диагностики, но явно повышенная мощность надгалечного аллювия (более 12 м) и его тектурные особенности наводят на мысль, что здесь вскрыты верхи пойменной фации аллювия (слой 5 и 6) и перигляциальный аллювий (слой 2—4). Более низкие слои карьером не вскрыты.

По мнению Э. А. Вангенгейм, кости из описанного карьера принадлежат нескольким особям *Coelodonta antiquitatis*, *Equus sp.*, *Equus caballus*, *Bison sp.*

Рассмотрим далее важный со стратиграфической и палеогеографической точек зрения разрез II террасы на правом берегу р. Белой, в 1 км ниже устья речки Магой (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Песок мелко- и среднезернистый, рыхлый, перевеянный (современные золотые накопления)	0,6
2. Почва подзолистого типа	0,7
3. Переслаивание двух разновидностей песка, отличающихся механическим составом и окраской: мелкозернистого, охристо-бурого, рыхлого, промытого и тонкозернистого, серовато-голубого, с примесью глинистого материала. Слоистость горизонтальная. Слойки имеют мощность от 0,2—0,3 до 2—3 см и испытывают местами интенсивные деформации и пережимы в мощностях (рис. 34)	0,7
4. Песок тонкозернистый, сильно глинистый, голубовато-серый, включает подчиненные слои более крупного и промытого песка	0,2
5. Песок светло-серый, неяснослоистый	0,2
6. Тонкое переслаивание песка голубовато-серого тонкозернистого, глинистого с песком светло-серым или охристо-серым, среднезернистым. Вторая разновидность к низу становится преобладающей	1,7
7. Переслаивание песка светло-серого, промытого среднезернистого (со слоями крупного песка) и более темного, глинистого, мелкозернистого, с преобладанием первой разновидности. В нижней части слоя отмечаются ярко-охристые разводы и концентрические пятна	5,0
8. Суглинок буровато-серый, непластичный, с линзами и прослоями песка мелкозернистого, охристого. Внизу отмечаются мелкие мерзлотные деформации	0,8
9. Песок светло-серый, неяснослоистый	0,2
10. Переслаивание песков желтовато-бурого, промытого, серого с тонкозернистым, серовато-голубым. Слой интенсивно нарушен мерзлотными деформациями (рис. 35)	
11. Песок разнозернистый (в общем крупный) рыхлый, промытый, с редкой галькой (до уреза реки)	3,0 (видимая)

В этом разрезе встречены осадки русловой фации нормального аллювия (слой 11), пойменной фации, нарушенной наложенными мерзлотными деформациями (слой 10) и мощной пачки перигляциального аллювия (слой 3—7). Местами в последней зажаты маломощные торфяные прослойки или прослои минерального осадка, насыщенного фитодетритом.

Одна из проб торфяника из обнажения у ключа Магой была передана в 1948 г. Д. В. Борисевичем для проведения палеокарпологического



Рис. 34. Наложенные на зырянские аллювиальные отложения II террасы р. Белой криостатические деформации сартанского времени. Разрез у устья р. Магой

анализа П. А. Никитину. Он приводит такой список флоры торфяника: Fungi — 7 склероциев, Bryofita, Bryales — 13 веточек и 3 коробочки, Gimnospermae, Picea — 1 фрагм. хвоинки, Gramineae — 18 сегментов, Carex cf. acutiformis Ehrh. — 3 орешка, 1 мешочек, C. sp. (cf. Goodenoughii cf. rigida) — 3 орешка, C. sp. (cf. helanastes cf. dioicus) — 50 орешков, C. (cf. olderi Retz.) — 3 орешка, C. sp. — 5 орешков, Eriophorum russcolium Fr. — 16 орешков, Juncus balticus W. (?) — 6 семян, Salix polaris Wahlenb. (?) — 2 листочка, Salix sp. — 1 коробочка, Polygonum viviparum L. — 23 клубня, P. sp. — 1 орешек, Rumex antosella L. — 5 орешков, R. sp. — 1 орешек, Chenopodium cf. polyspermum L. — 2 семени, Cerastium sp. — 4 семени, Manuartia sp. — 1 семя, Silene sp. — 1 семя, Caltha palustris L. — 2 семени, Ranunculus aquatilis L. — 2 семени, R. cireinatus Silth. — 1 семя, R. auricomus L. — 18 семян, R. repens — 1 семя, Papaver nudicaule — 1 семянка, Ranunculus scelasatus L. — 3 семянки, cf. Nasturtium officinale R. Br. — 1 семя, Cruciferae gen. (cf. Allysum) — 3 семечка, Potentilla nivea L. — 32 семянки, P. sp. — 25 семян, Trifolium cf. repens — 1 семя, Viola sp. — 1 семя, Sagum carvi L. (?) — 2 семянки, Umbelliferae sp. — 1 семянка, Androsace sp. — 10 семян, Ledum palustre L. — 1 фрагм. листа, Vaccinium sp. — 2 листа, Valeriana sp. — 1 семянка, Coleoptera — больше 30 фрагм.

Этим же исследователем был проведен спорово-пыльцевой анализ ряда образцов, взятых Д. В. Борисевичем из аллювиальной толщи той же II террасы на правом берегу Белой, у устья речки Черной. Здесь же обнаружено присутствие остатков флоры, принадлежащей следующим формам: Bryales — 10 веточек, Carex cf. canescens L. — 28 орешков, C. cf. goodenoughii — 8 орешков, C. cf. rostrata With. — 9 орешков, C. sp. — 1 орешек, Juncus cf. balticus W. — 1 семя, Allium sp. — 3 семени, Betula pana L. — 13 крылаток, Ranunculus auricomus L. — 7 семечек, R. repens L. (?) — 12 семечек, R. reptans (?) — 1 семечко, Comarum palustre L. — 50 семечек, Potentilla fruticosa L. — (?) — 1 семечко; кроме того, встречены Coleoptera — 12 фрагментов панцирей жуков.

П. А. Никитин пришел к заключению, что изученные отложения представляют травянисто-кустарниковый автохтонный торф луговых бо-

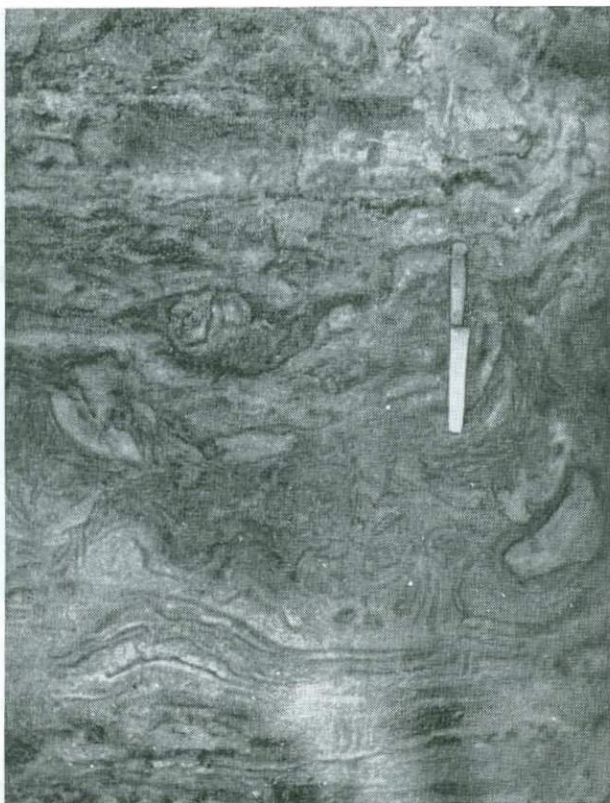


Рис. 35. Криостатические деформации в нижней части аллювиальных песков II террасы р. Белой в разрезе у устья р. Магой

лот. Высказывая соображения о климатической обстановке, существовавшей во время формирования в низовьях р. Белой погребенных торфяников, П. А. Никитин отмечает, что она была достаточно суровой, вряд ли теплее климата арктических тундр.

Среди раковин моллюсков, собранных из упомянутых обнажений, И. В. Даниловский выделил группу наземных форм (*Succinea putris* L., *Vallonia tenuilabris* Al. Br.) и группу пресноводных видов (*Radix auricularia tumida* Held., *R. ovata* Drap., *Gyraulus gredleri borealis* Looch., *D. gredleri arcticus*). Состав пресноводных форм указывает на среду мелкого открытого водоема с проточной водой.

Наши сборы ископаемых моллюсков из этого обнажения сделаны из двух горизонтов — верхнего (слой 3—1,5 м от кровли) и нижнего (слой 7). По заключению А. А. Стеклова, в верхнем горизонте присутствуют пресноводные формы — *Gyraulus acronicus* Fer., *Armiger crista* L., *Radix pereger* Müll., *Galba* sp., *Pisidium* sp. и наземные — *Vallonia* cf. *tenuilabris* Al. Br. *Cochlicopa* cf. *lubrica* Müll. В нижнем горизонте собраны *Radix auricularia fluviatilis* Shadin, *Physca* sp., *Pisidium* sp.

Систематическая бедность комплексов при одновременном обилии в нем особой одного вида свидетельствует, по А. А. Стеклову, о существовании неблагоприятных жизненных условий. По поводу подвида *R. fluviatilis* В. И. Жадин (1952, стр. 168) замечает, что «эта разновидность представляет собой продукт воздействия неблагоприятных условий жизни в реке».

Спорово-пыльцевой анализ отложений второй надпойменной террасы р. Белой (рис. 36), проведенный Л. В. Голубевой, показывает значи-

тельное преобладание пыльцы травянистых растений. Состав пыльцы и спор свидетельствует о холодных климатических условиях времени формирования осадков. Количество пыльцы древесных пород незначительно. В самой нижней части разреза — в темно-сером илистом суглинке встречается пыльца ели, сибирского кедра, сосны, древовидной березы. Выше по разрезу пыльца этих пород уже исчезает или отмечена единично и присутствует пыльца *Betula* sp., которую из-за плохой сохранности нельзя было определить до секции. В образце с глубины 5 м преобладает пыльца древесных пород (46%), но представлены они почти исключительно ивой, которая вполне может принадлежать к кустарниковой форме. Почти по всему разрезу (за исключением верхней части) встречается пыльца кустарниковой березы (до 10%). Кроме того, определены споры *Selaginella sibirica*, *S. selaginoides*, *Lycopodium rupegens* и др. В составе трав в нижней части разреза преобладает пыльца осок, в средней — полыни и злаков. В средней части разреза увеличивается также содержание пыльцы лебедовых.

Таким образом, нижняя часть разреза формировалась, по мнению Л. В. Голубевой, в условиях холодного и относительно влажного климата и соответствует первой фазе оледенения, а средняя — в условиях холодного, но более сухого климата. По-видимому, эта часть разреза соответствует началу второй фазы оледенения.

Представления о суровом климате времени образования отложений II террасы р. Белой подтверждаются также приведенными результатами палеокарпологического анализа.

Указания, содержащиеся в работе М. П. Гричук (1959), о лесном характере растительности в период образования верхнего горизонта аллювия и о преобладании среди древесной растительности пихты, ели, кедра, т. е. темнохвойных пород, расходятся с приведенными данными и с результатами спорово-пыльцевого анализа образцов, собранных в долинах Нижней Тунгуски (Гитерман, 1960) и Белой (Никитин), про-

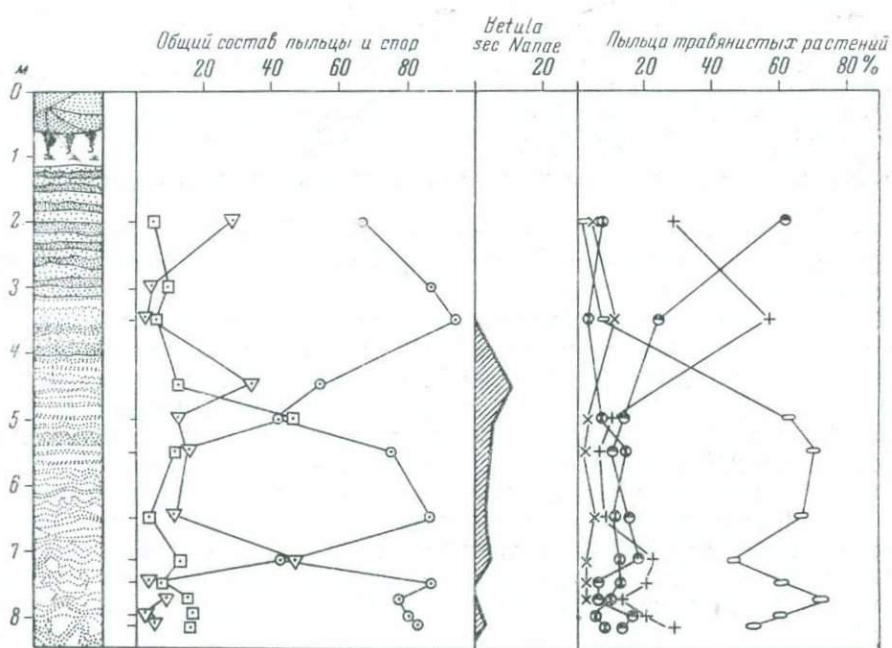


Рис. 36. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювиальных отложений II (14—16-метровой) террасы р. Белой по разрезу у устья р. Магой (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

тиворечат экологии мамонтовой фауны и наблюдениям над следами ископаемой мерзлоты.

Как можно видеть из приведенных данных, в разрезе II террасы межледниковые (казанцевские) слои (нормальный аллювий) переходят в зырянские слои, соответствующие времени оледенения.

В бассейне Ангары, в верховьях Подкаменной и Нижней Тунгусок к верхнему плейстоцену — к каргинскому и сартанскому горизонтам — относятся также аллювиальные образования I надпойменной террасы, высота которой над межленным уровнем рек изменяется в пределах 8—12 м. Терраса аккумулятивная, и ее аллювиальная толща по строению во многом сходна с аллювием II террасы. Ложе аллювия почти всегда лежит ниже уреза воды. Осадки пойменной фации, представленные песками, супесями или суглинками, имеют значительную мощность, тогда как подстилающие их галечники образуют слой в 2—3 м.

Весьма характерно, что I терраса хорошо морфологически выражена и почти нигде не несет мощных покровных образований. Время накопления ее аллювиальных образований датируется многочисленными находками остатков млекопитающих и эпилеолитической культурой. Условия природы этого времени определяются также по типу растительности, восстановленному спорово-пыльцевыми анализами, и по экологии фауны беспозвоночных.

В качестве примера приведем разрез аллювиальной толщи I террасы, наблюдавшейся на левом берегу Ангары, близ с. Паново. Здесь Ф. Ф. Ильным и др. в 1950 г. описана такая последовательность слоев:

	Мощность, м
1. Почва	0,3
2. Песок мелкозернистый, коричневатого-серый, с линзочками и прослоями среднезернистого песка мощностью до 5 см	1,05
3. Песок средне- и мелкозернистый, серовато-желтый с небольшими участками тонкозернистого песка	1,2
4. Песок мелко- и среднезернистый, желто-серый, прослоями сильно ожелезненный, по всему слою прослежены линзы серо-коричневой глины и крупнозернистого песка	2,6
5. Песок однородный, среднезернистый, желто-серый. У контакта с нижележащим горизонтом наблюдаются тонкие горизонтальные прослои, обогащенные естественным шлихом	3,10
6. Галечник горизонтально- и косослойный. Материал с поверхности ожелезнен. Наблюдается чередование прослоев гальки различной крупности и разнозернистого гравия. Галька крупнее 3 см встречается редко. Представлена она в основном траппами, реже встречаются кварциты и кварц	2,05

Несомненно, слои 6 и 5 принадлежат нормальному аллювию террасы. Не исключена возможность того, что слои 2—4 относятся к перигляциальному аллювию.

С аллювиальными отложениями I террасы связан ряд палеонтологических находок. В основании отложений террасы на правом берегу приустьевой части р. Муры, по данным Б. Н. Леонова, были найдены остатки млекопитающих. Здесь, на глубине 8—8,5 м, встречен обломок бивня слона (*Mammuthus* sp.), кости лошади и обломки рогов оленя и лося (*Cervus* sp. и *Alces alces*). По данным того же исследователя, на Чадобце, в 6,5 км выше пос. им. Ленина, и также в коренном залегании на глубине 8,5 м встречена челюсть мамонта (*Mammuthus primigenius* Blum.). Как сообщает Л. И. Бульшева, на Сизовском острове на Ангаре, в 3 км ниже одноименной деревни, в толще аллювия на глубине 6,0 м встречены кости двух особей *Equus caballus* (определение В. И. Громова).

В долине Илима I терраса отличается теми же особенностями, что можно видеть на геологическом профиле (см. рис. 9). Для характеристики ее отложений приведем сокращенное описание шурфа, пройденного в излучине реки между деревнями Сотниково и Зарубино:

1. Песок желто-серый, среднезернистый, полимиктовый, неслоистый, однородный, без включений	3,2
2. Глина светло-коричневая, плотная, вязкая, жирная	0,6
3. Песок светло-серый, крупнозернистый, неслоистый, сыпучий, с линзами крупнозернистого светло-бурого песка	0,7
4. Песок, аналогичный описанному выше, с содержанием до 10% гравия полимиктового состава	1,6
5. Галечник, представленный галькой кварца, кремня, кварцита, песчаника, аргиллита и доломита, с примесью желто-бурого среднезернистого песка и гравия такого же, как галька, состава. В нижней части слоя наблюдаются включения валунов размером 20—50 см в диаметре	4,1
6. Мергелистый красно-бурый аргиллит с гнездами глины светло-зеленого цвета	1,0

В отложениях этой террасы, в нескольких выработках на глубине 4—6,5 м, *in situ* были обнаружены кости, принадлежащие, по определению В. И. Громова, *Saiga tatarica*, *Cervus sp.* и *Equus sp.*

Интересно отметить, что остатки млекопитающих и особенно сайги указывают на существование открытых степных ландшафтов в эпоху накопления перигляциального аллювия.

Многочисленная фауна моллюсков, собранная автором на р. Эдучанке, в нескольких километрах от ее впадения в Ангару, была извлечена из средней части разреза 7—8-метровой террасы, которая непосредственно сопоставляется с I террасой Ангары.

В собранной коллекции А. И. Москвитин определил следующие виды пресноводных и наземных моллюсков: *Vallonia pulchella* Müll., *Radix auricularia* L. (угнетенная форма и молодь), *Sphaerium corneum* L. 18 экз., *Gyraulus sp.* (большой частью *G. gredleri* Gredl.), *Gyraulus lairs regularis* Hartm., *Valvata piscinalis* Milach., а также *Succinea sp.* (чрезвычайно угнетенная форма).

Моллюски из аллювия I террасы представлены и в других местах мелкими формами, указывающими, по мнению И. В. Даниловского, на неблагоприятные условия жизни в отношении тепла и питания. К такому же мнению пришел и Г. Г. Мартинсон (1951а), давший заключение о сборах беспозвоночных из аллювия I террасы Ангары у Иркутска и указавший на холодный субарктический климат во время существования этого комплекса фауны.

Эпипалеолитические стоянки, связанные с I террасой, известны в трех местах: при впадении р. Белой в Ангару и в верховьях Лены, близ деревень Шишкино и Макарово; положение их культурных горизонтов рассмотрено дальше.

Спорово-пыльцевой анализ верхов аллювия I террасы Нижней Тунгуски позволил Р. Е. Гитерман (1960) установить преобладание во время его накопления в растительном покрове травянистых видов. В составе древесных главенствовали береза и сосна. К такому же мнению пришли М. П. Гричук (1959) и Т. Д. Боярская (1961), которые проанализировали образцы аллювия 8—10-метровой террасы по нескольким рекам бассейна Ангары. Накопление этих осадков происходило в течение последнего в плейстоцене холодного и относительно сухого отрезка времени. Степи на больших пространствах вытесняли леса. Сохранившиеся их участки представляли собой разреженную светлохвойную тайгу и березняки.

Т. Д. Боярская отмечает, что содержание пыльцы березы в некоторых спектрах достигает 94%, причем из общего числа более половины пыльцы принадлежит кустарниковой березе. В составе спор преобладают споры зеленых мхов и плаунов, в том числе *Lycopodium rungens*. Для группы пыльцы травянистых растений типична как пыльца разнотравья, так и полыни. «Таким образом,— заключает Т. Д. Боярская,— время формирования 9-метровой террасы (судя по диаграмме только верхних ее горизонтов.— Э. Р.) характеризуется развитием березовых редколе-

сий, зарослей кустарниковых видов березы, участием в растительном покрове *Lycoperidium pungens*, расширением открытых травянистых пространств» (1961, стр. 166).

Нижние горизонты аллювия I террасы охарактеризованы М. П. Гричук в нескольких пунктах спорово-пыльцевыми спектрами. Накопление этих слоев отвечает времени распространения в Приангарье смешанных хвойных лесов перед последней безлесной холодной фазой. В отдельных местах в спектрах отмечается в большом количестве пыльца ели, сибирского кедра — главных компонентов темнохвойной тайги.

Таким образом, в разрезе отложений I террасы четко фиксируются два последних этапа плейстоценовой истории. Более ранний из них, совпадающий с накоплением осадков русловой фации аллювия и, может быть, частично пойменной, по хронологии главнейших событий Сибири соответствует каргинскому межледниковью, а более поздний — сартанскому.

Приведенные данные об отложениях верхнего плейстоцена рассматриваемой области позволяют видеть, что среди осадков этого времени отмечаются образования двух комплексов, каждый из которых начинается отложениями, одновременными межледниковью, а заканчивается отложениями, одновременными оледенениям. В данном случае наблюдается такая же картина, как в Европейской части СССР и Западной Сибири. Применяя терминологию, принятую для Западной Сибири, мы вправе считать, что отложения первого в верхнем плейстоцене межледниковья должны считаться казанцевскими, последующего оледенения — зырянскими и завершающие слои плейстоцена — сартанскими.

На вопросе о самостоятельности тазовского и сартанского оледенений мы остановимся в одном из заключительных разделов этой работы, на основе совокупности всех материалов.

Отложения голоцена¹ в долинах Средне-Сибирского плоскогорья выражены преимущественно аллювиальными накоплениями пойм и торфяниками. В участках речных долин с различным строением низкая и высокая пойма не имеют одинаковой высоты, а разрезы пойменных отложений не остаются постоянными.

В области Предсаянской равнины аллювий поймы преимущественно суглинисто-глинистого состава с некоторым участием галечников в нижней части. Севернее, в четковидных расширениях долин, дифференциация осадков на пойменную и русловую фации выражена резко. Верхняя часть разреза сложена обычно суглинками и песками, а нижняя, уходящая под меженный урез воды, образована более или менее крупным галечником, связанным песчано-гравийным материалом. В суженных участках долин русловая фация аллювия имеет большую мощность и представлена грубым обломочным материалом. Мощность аллювиальных образований высокой поймы на крупных реках колеблется в пределах 10 м.

Особенности развития растительности голоцена и его климатическая кривая хорошо иллюстрируются спорово-пыльцевой диаграммой торфяника Умыкейского болота в бассейне Оки. Палинологический анализ торфяника выполнен М. Н. Никоновым. Здесь отмечается переход от конца плейстоцена с его фазой господства березы (до 82%) к началу голоцена, отмечаемому снижением в спектрах содержания пыльцы березы до 20—30%. Выше по разрезу первое место среди древесных занимает пыльца сосны (в том числе, по-видимому, и кедровидной), что соответствует среднему голоцену. В позднем голоцене растительность приобретает современный облик. Подобную диаграмму М. П. Гричук (1959) считает

¹ Поскольку автор не ставил себе целью дать подробную характеристику голоценового этапа геологической истории: антропогена, краткие сведения о голоценовых образованиях приведены для полноты картины в данном разделе.

типичной и для других торфяников юга Средне-Сибирского плоскогорья.

Стратиграфия антропогенных отложений южной внеледниковой области Средне-Сибирского плоскогорья с учетом изложенных сведений приведена дальше, в стратиграфической таблице.

Отложения плейстоцена Тункинских впадин

Верхние горизонты эоплейстоцена, как уже было показано, связаны в непрерывном разрезе с отложениями самаровского горизонта плейстоцена, что можно непосредственно наблюдать в обнажении у устья р. Большой Тибельти. Отложения, налегающие на косослоистые гравелистые пески эоплейстоцена, отличаются иным составом и сложением (см. рис. 21); они охарактеризованы и существенно другими спорово-пыльцевыми спектрами (см. рис. 22). Эти отложения представлены тонко- и мелкозернистыми песками, лишь в отдельных горизонтах включающими более грубые разновидности. Пески отличаются тонкой горизонтальной слоистостью, выраженной чередованием более темного тонкого и несколько глинистого песка с мелкозернистым промытым и более светлым песком. Мощности таких слоев колеблются в пределах нескольких сантиметров, а в отдельных горизонтах слоистость имеет ленточный тип. Подобный характер толщи наблюдается вблизи от тибельтинского разреза, у южного борта Торской впадины, между пос. Куркутским и с. Торы. Здесь, в месте, где песчаный массив непосредственно возвышается над уровнем поймы р. Иркут, в канаве, описан следующий разрез (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Песок белесо-серый, мелкозернистый, промытый, рыхлый, морфологически связанный с дюной	1,1
2. Почва подзолистого типа	0,3
3. Песок светло-серый, мелкозернистый, тонкослоистый. Слоистость выражена чередованием слоев промытого светлого песка и его несколько более глинистой и темной разновидности	2,1
4. Переслаивание мелкозернистого и тонкозернистого песка, более светлого, промытого, рыхлого, и темного, глинистого. Мощность слоев изменяется от нескольких до 12 см. Наблюдается сильное мелкое смятие, сказывающееся в разрыве слоев, пережимах их мощностей и в сильных завихрениях	2,8
5. Песок светлый, среднезернистый, промытый, рыхлый, косослоистый. Отдельные слои падают под углом до 25°	2,6
6. Переслаивание двух разновидностей песка: мелкозернистого глинистого, темно-серого, и крупнозернистого с гравием и более промытого, рыхлого. Слоистость тонкая, горизонтальная, внизу косая	5,2
7. Гравий мелкий, промытый косослоистый	0,5
8. Переслаивание песка мелкозернистого с крупнозернистым, включающим гравий. Преобладает тонкая разновидность. Слоистость горизонтальная	12
	(видимая)

Свойственные данному разрезу особенности, а именно — преобладание мелких песков, их однородность, ритмическое чередование двух слабо различающихся разновидностей песка, хорошо выдерживающаяся горизонтальная слоистость прослеживаются и в ряде других песчаных толщ в Торской и Тункинской впадинах, в частности и в наиболее крупном песчаном массиве Сосновый бор. Эти свойства отложений позволяют довольно уверенно говорить об их озерном происхождении. Однако нередко наблюдаемое включение в толщу однородных песков более грубых, гравийных прослоев и наличие резко выраженной косой слоистости являются убедительным свидетельством присутствия в некоторых горизонтах озерной толщи осадков аллювиальных фаций.

Наиболее низкие горизонты плейстоцена помимо обнажения у р. Большой Тибельти вскрыты одним из оврагов на северном склоне Ниловского отрога близ с. Хойто-Гол.

В средней части оврага расчисткой вскрыто:

Мощность, м

1. Почва	0,2
2. Супесь светло-серая, тонкая, пылеватая	0,4
3. Торфянистая супесь темно-серая, слоистая, чередующаяся со светлой супесью, свободной от растительных остатков. Мощность торфяных прослоев от 1 до 10 см. Низы слоя интенсивно смяты мерзлотой	0,5
4. Тонкое переслаивание двух разновидностей супеси — грубой, голубовато-серой без глинистого материала и более тонкой, темной, сильно глинистой. Слойки имеют мощность от 0,2 до 2 см. Через 0,5—1 м в супесь включены прослои светлого песка с гравием или темного суглинка. Все слои слабо наклонены согласно с падением склона Ниловского отрога в сторону Хойтогорьской впадины. Вся толща имеет отчетливую криогенную текстуру, обязанную вытаиванию прожилок сегрегационного льда	7,0

В 80 м выше по логу можно видеть, как слой 4 налегает по слабо неровной границе на породу, образованную переслаиванием суглинка грубого, серого, вязкого, иногда торфянистого, с более светлой тонкой супесью. Мощность слоев 1—3 см. Слоистость также нарушена криогенными деформациями. Видимая мощность толщи 3,5 м.

Сравнительно тонкий литологический состав вскрытых в этих обнажениях пород, горизонтальная слоистость которых нарушена лишь за счет новейшего поднятия хр. Ниловский отрог, наличие торфянистых прослоев указывают на мелководные озерные и озерно-болотные условия осадконакопления. У основания этого обнажения в суглинках был найден почти целый череп длиннорогого бизона — *Bison priscus* cf. *longicornis* W. Grom. (определение Э. А. Вангенгейм). Эта находка позволяет отнести нижнюю суглинистую часть разреза ко времени, непосредственно предшествовавшему первому максимальному оледенению горного обрамления Тункинских впадин или его началу.

В вышележащих слоях можно уже видеть проявления перигляциального режима, свойственного времени полного развития этого оледенения.

Спорово-пыльцевой анализ этого разреза, проведенный Л. В. Голубевой (рис. 37), показывает определенные различия в составе растительности во время образования его нижней и верхней частей. В нижней части разреза, хотя там и преобладает пыльца трав, количество пыльцы древесных пород значительно больше, чем в верхней. Возможно, что в это время, наряду с безлесными существовали и лесные ландшафты с уча-

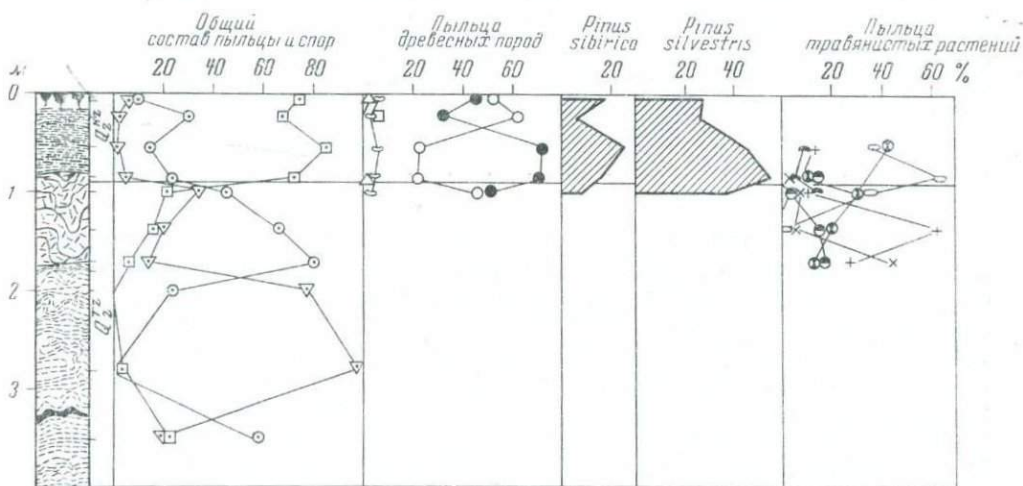


Рис. 37. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений правого берега р. Иркут по разрезу у устья р. Малый Зангисан (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3



Рис. 38. Озерно-ледниковые отложения самаровского горизонта. Общий вид обнажения Белый Яр I, левый берег р. Иркут близ дер. Зактуй

ствием ели, сибирского кедра и сосны. Во время формирования скрученных солифлюкцией слоистых супесей верхней части обнажения были развиты безлесные пространства типа тундры. В растительном покрове преобладали в основном кустарники и травы. Содержание пыльцы кустарниковой березки по отношению к общему числу всех сосчитанных зерен пыльцы и спор составляет 1—2% и увеличивается в верхних горизонтах до 8%. Среди пыльцы трав преобладает пыльца осок. Количество пыльцы полыни и лебедовых невелико и возрастает лишь в верхней части разреза до 20—22%. Очень много спор папоротников. Встречаются споры сфагновых, зеленых мхов и плаунов. Плауны представлены в основном *Lycopodium alpinum* и единичными спорами *L. pungens* и *L. selago*. Наличие в большом количестве пыльцы водных растений (до 50%) свидетельствует о широком распространении заболоченных пространств. Климат, по заключению Л. В. Голубевой, в это время был, по-видимому, холодным и влажным.

Продолжение стратиграфического горизонта, обнажающегося у с. Хойто-Гол, можно видеть в обнажении Белый Яр I. Здесь, на илисто-торфяных осадках эоплейстоцена, залегает с разрывом песчаная толща, образованная горизонтальными песками, обогащенными в нижней части мелким плохо окатанным гравием (рис. 38). Мощность песков около 30 м. В средней части обнажения прослеживаются следы ископаемой мерзлоты в форме редких и крупных псевдоморфоз по ледяным клиньям (рис. 39). Одновозрастные песчаные образования слагают крупный песчаный массив Сосновый бор, на южных склонах которого (в частности, в 1 км к северу от улуса Синтэ) также наблюдались псевдоморфозы по ледяным клиньям. Однако здесь клинья имеют своеобразную морфологию, обусловленную деградацией ледяной жилы в субквальных условиях. Как известно, ледяные клинья формируются в весьма холодное время. Вполне вероятно, что отмеченный горизонт, как и горизонт мерзлотных деформаций песков близ с. Торы, фиксирует максимальную фазу в развитии первого плейстоценового оледенения, в то время как хойтогольский разрез соответствует его наиболее ранней фазе.

Как можно видеть из спорово-пыльцевой диаграммы Белого Яра II (см. рис. 20), в средней песчаной части разреза преобладает пыльца травянистых растений. Последние не отличаются разнообразием и представлены в основном ксерофитами. Количество пыльцы полыни составляет 50—73%, лебедовых — 1—3%, эфедры — 5—6%. Кроме того, встречается пыльца злаков (17—30%), гвоздичных (1—6%), сложноцветных (4—8%), гречишных (1—2%). В небольшом количестве содержатся споры папоротников и плаунов (*Lycopodium alpinum*).

Весьма близкие представления о составе растительности видны и по результатам ботанического анализа погребенного в песках торфяника, вскрытого буровой скважиной 7 у с. Енгарга. По данным Н. А. Флоренсова (1960), в этом торфянике обнаружены остатки следующих растений: *Calliergon trifarium* (Web et Morh.) Kindb.—40%, *Drepanocladus exannulatus* (Cumb.) Moenk.—20%, *D. fluitans* (L.) Warnst.—15%, *Calliergonella cuspidata* (L.) Loesk.—мало, *Meesea triquetra* (L.) Angstr.—5%, *Menyanthes trifoliata* L.—5%, *Scheuchzeria palustris* L. По мнению В. Д. Лопатина, изучавшего погребенный торфяник, эта растительность указывает на условия, близкие к тундре или лесотундре.

В песках, по данным Н. А. Логачева (1958б), встречены также весьма холодолюбивые диатомеи: *Melosira islandica*, *M. scabrosa*, *Cocconeis placentula*, *Didymosphenia geminata*. В этих же отложениях были обнаружены раковины мелких угнетенных моллюсков, среди которых Г. Г. Мартинсон определил *Pisidium casertanus* var. *boreale*

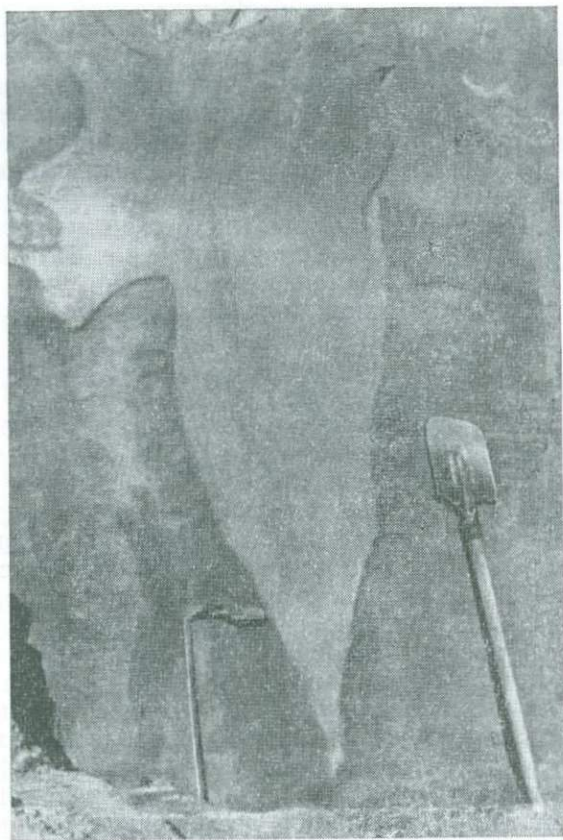


Рис. 39. Псевдоморфоза по ледяному клину в толще песков Белого Яра I (самаровский горизонт)

(Cless.), *P. amnicum* Müll., *Sphaerium corneum* W. Dyb., *Gyraulus laevis* Alder., *G. gredeeri* Gredl., *Succinea oblonga* Drap., *Valvata sibirica* Midd., *Radix ovata* Drap.

В песках Белого Яра I, подвергшихся наиболее интенсивным мерзлотным деформациям, обнаружено большое количество сильно разрушенных костей крупных млекопитающих. Среди них Э. А. Вангенгейм удалось определить остатки *Coelodonta cf. antiquitatis* (Blum.). Части скелета этого же животного отсюда определил И. В. Арембовский. В верхах разреза этих песков Е. М. Щербаковой (1954а) был найден неполный череп винторогой антилопы *Spirocerus kiakhtensis* (M. Pavl.)

Приведенные данные убедительно показывают, что отложение мощной толщи песков, выполняющих Торскую и Тункинскую впадины, происходило во время первого в антропогене резкого ухудшения климата и окончилось, по-видимому, к началу первого — мессовского — межледниковья. На этих данных основывается вывод о синхронности значительной части разреза песчаных толщ с самаровским оледенением. Данными глубокого (роторного) и катрировочного бурения, проведенного в пределах Тункинской впадины, размещение песчаных толщ сейчас освещено достаточно полно. Максимальные их мощности отмечаются на участках, совпадающих с осью прогиба впадины, несколько сдвинутой относительно геометрической оси в сторону Тункинского хребта. Здесь мощности песков достигают 500 м, например у с. Енгарга. Вне этой зоны, сохраняя полноту стратиграфического разреза, пески сокращаются в мощности до нескольких десятков метров. По некоторым скважинам можно проследить увеличение содержания и размеров обломочного материала в песчаных толщах по мере приближения к хребту. За пределами днища впадины, в узкой предгорной зоне и в ряде мест на склонах Тункинского хребта и Еловского отрога, крупнообломочный материал становится господствующим типом отложений и образует мощный предгорный шлейф.

Положение в рельефе и характер этих крупнообломочных отложений не оставляют сомнения в их пролювиальном генезисе. От морены их отличает широкое пространственное распространение, хорошо промытая цементирующая масса, наличие известной слоистости, закономерной сортировки и ориентировки обломочного материала. Но связь описываемых валунников с моренами, поставляющими обломочный материал флювиогляциальными потоками, обеспечивавшим его переработку и переотложение, вряд ли может вызывать сомнение.

Быстринская котловина (на правом берегу р. Большой Быстрой) в значительной степени заполнена валунно-галечным материалом, состоящим из местных пород — кварцитов, кварцитовидных песчаников, метаморфических сланцев, гранитоидов. Мощность их точно не установлена, но можно предполагать, что она не меньше 30 м. От описанных валунных образований Тункинского хребта крупнообломочный материал Быстринской впадины отличается в среднем меньшими размерами, лучшей степенью окатанности, большим содержанием песчано-гравелистого материала. Все эти признаки отвечают несколько более далекому переносу и иным условиям накопления крупнообломочного материала.

У северного борта хребта Хамар-Дабан, близ устьев рек Большой и Малый Зангисан, в долине р. Иркут прослеживается отчетливо выраженный вал, перегораживающий ее почти поперек. Этот вал образован таким же, как и в Быстринской впадине, валунно-галечным материалом. Он поднимается над уровнем реки на 60—80 м и сложен слабо сортированными и плохо окатанными валунно-галечными образованиями с промежутками, заполненными рыхлым промытым песчано-гравелистым материалом.



Рис. 40. Флювиогляциальный валунник самаровского горизонта на контакте с перекрывающей толщей ленточноподобных озерно-ледниковых отложений. Обнажение у устья р. Малый Зангисан

В. В. Ламакин (1935) считал, что валунно-галечниковый вал образован ледником, спускавшимся вдоль по долине р. Иркут. Однако его приуроченность к устьям двух крупных боковых притоков — Большого и Малого Зангисана — показывает, что эти отложения скорее представляют собой выносы указанных рек и по способу переноса относятся к флювиогляциальным, а по условиям залегания — пролювиальным образованиям. Эта сложная природа отложений отражена и в облике валунов, среди которых многие имеют характерную для морены утюгообразную форму со штриховкой, но отличаются от типичной морены грубой сортировкой материала, горизонтальной ориентировкой удлиненных обломков и промытым песчано-гравийным цементом (рис. 40). В обе стороны от устья Малого Зангисана по долине Иркуты размеры обломочного материала заметно уменьшаются.

Цементирующий материал валунно-галечных отложений у дер. Быстрой подвергался спорово-пыльцевому анализу (Гричук, 1959). По данным этого автора, в верхней части разреза преобладают пыльца травянистых растений и споры, количество которых колеблется от 67 до 75%. Пыльца древесных пород (березы и сосны) встречена в небольшом количестве.

Вполне вероятно, что бурные флювиогляциальные потоки, локализованные в речных долинах, выносили моренный материал в пределы Быстринской и Тункинской впадин во вторую половину оледенения (после его максимума) и были связаны с его деградацией. Хронологически, следовательно, перемытые морены в устье Малого Зангисана и Большой Быстрой более поздние относительно морен, не подвергавшихся переотложению и лежащих на близких гипсометрических отметках.

Таким образом, мощные озерные и озерно-аллювиальные песчаные толщи средней части впадин замещаются в прибортовых частях грубо-обломочными образованиями, отложенными водными потоками и являющимися по условиям отложения пролювиальными образованиями.



Рис. 41. Морена самаровского оледенения в южных отрогах Тункинского хребта близ пос. Карантин

Абс. высота 800—850 м

Они обнаруживают тесную связь с оледенением, поскольку несомненно моренное происхождение их грубообломочного материала и его перенос флювиогляциальными водами. Весь этот комплекс пород, связанный парагенетическим единством, образует вместе с тем отчетливо выраженный стратиграфический горизонт времени самаровского оледенения.

Помимо переотложенных моренных образований полностью сохранившаяся морена наблюдалась лишь в одном пункте, близ пос. Карантин, где она спускается необыкновенно низко, до отметок 800—850 м над ур. м. (рис. 41). В отличие от зырянских морен она полностью утратила специфический моренный рельеф.

На отложениях перемытой морены у устья Малого Зангисана залегают толща тонкопесчанистого алевритового состава — озерно-ледниковые осадки тазовского горизонта. Граница между этими отложениями ровная или слабо размытая. Толща озерных осадков прослежена во всей западной части Тункинской впадины и обнаружена в перешейке между последней и Туранской впадиной. Максимальные отметки ее кровли, близкие, по-видимому, к уровню озера, зафиксированы на абсолютной высоте 740—760 м. Во всех наблюдаемых разрезах толща совершенно одинакового характера. Она отличается желтоватой окраской, однородным составом и тонкой слоистостью ленточного типа. Слоистость выражена чередованием тонкой, темной, глинистой супеси и более грубой, промытой ее разновидности. Мощность толщи в предгорной части долины Большого Зангисана несколько превышает 30 м. В других разрезах она меньше.

На площадях развития этой толщи наблюдается мелкая интенсивная бугристость. Бугры имеют обычно изометрические очертания и высоту 2—5 м над подошвой. Они отличаются плоскими вершинами, расположенными на одном уровне. В разрезах некоторых крупных бугров можно видеть интенсивно смятые и нарушенные слоистые супеси. Последнее обстоятельство позволяет установить природу бугристости и объяснить внешние особенности бугров и их внутреннюю структуру

результатом образования полигональной решетки, ограниченной жильными льдами; вполне очевидно, что решетка сформировалась в перигляциальных условиях после спуска озерного водоема. Но накопление озерных супесей также происходило в перигляциальных условиях, о чем свидетельствуют многие данные.

Правильная ритмическая слоистость толщи, весьма близкая к ленточной, указывает на сезонный характер осадкообразования, особенно свойственный приледниковым водоемам. В ленточноподобных супесях между устьями Большого и Малого Зангисана и в обнажении Белый Яр II собрано большое количество раковин моллюсков. По видовому составу они, однако, не богаты. В образцах из первого местонахождения Я. И. Старобогатов отметил присутствие следующих видов: *Valtonia tenuilabris* Al. Br., *Vertigo modesta* (Say.), *Columella edentula* var. *columella* Mts., *Pupilla muscorum asiatica* Müll., *P. sterri*, *Nessovitea hammonis* (Strom), *Euconulus fulvus* Müll., *Succinea ex gr. oblonga* (altaica), *Succinea* sp.

В местонахождении Белый Яр II, наряду с наземными формами *Succinea* (s. l.) sp., *S. cf. putris*, *Vallonia tenuilabris* Al. Br., *Valvata sibirica* Midd., *Pupilla muscorum asiatica* Mull., *P. sterri*, *Vertigo* sp. juv. встречаются и пресноводные виды: *Lymnaea peregra* Mull., *L. auriculata* (Drap.), *Physa sibirica* West., *Gyraulus acronicus*. Все перечисленные наземные формы образуют единый, четко ограниченный комплекс, сходный с лёссовым комплексом малакофауны Европейской части СССР, и характеризуют по экологии обстановку весьма холодного и сухого климата. Об этом же свидетельствует облик и пресноводных моллюсков, представленных, как и наземные, чрезвычайно маломерными угнетенными разновидностями.

Условия холодного климата во время накопления сизых супесей подтверждаются также данными спорово-пыльцевого анализа, которые характеризуют, по Л. В. Голубевой, растительность типа тундры (см. рис. 37). В нижней части разреза сизых супесей, обнажающихся вблизи устья Малого Зангисана, преобладает пыльца трав, представленная в основном полынью (до 84%) и лебедовыми (до 14%). В средней и верхней частях разреза господствуют споры папоротников и плаунов (*Lycorodium alpinum*). В небольшом количестве встречается пыльца кустарниковой березки (до 1—1%) и кустарничков (3—4%). Пыльца древесных пород составляет всего 2—10%. В основном это пыльца березы, единичные пыльцевые зерна относятся к сосне, сибирскому кедру и ели. Вполне возможно, что средняя и верхняя части разреза соответствуют концу ледникового времени.

Аналогичные спектры зафиксированы в верхней части разреза Белый Яр II. Спорово-пыльцевая диаграмма (см. рис. 20) показывает, что во время отложения сизых супесей в растительном покрове большое участие принимала карликовая березка, количество пыльцы которой достигает 40%, кустарнички и травы. Последние представлены в основном пылью злаков, полыни и разнотравья. Много встречается спор плаунов. Основная масса плаунов определена, как *Lycorodium alpinum*, но отмечены также споры *L. rungens* и *L. selago*.

Сходные данные о характере растительности получены указанными исследователями и для сизых супесей, обнажающихся в верхней части правого склона долины р. Иркут, в 3 км ниже по течению (Белый Яр I). Эти супеси отличаются лишь несколько большим содержанием травянистых растений (до 75%) и меньшим количеством пыльцы кустарниковой березки (7—10%).

Все изложенное совершенно определенно характеризует обстановку накопления сизых супесей как перигляциальную. Залегание этих супесей на перемытой морене максимального оледенения (р. Малый Зангисан) и на толще разновозрастных ей песков самаровского горизонта



Рис. 42. Разрез верхнеплейстоценовых отложений у с. Шимки (Тункинская впадина). Внизу — казанцевские слои со скоплением остатков древесины. Сверху видны наложенные сартанские криогенные смятия

(Белый Яр) указывает на более молодой возраст этих отложений. Однако они, по-видимому, не одновременны с зырянским оледенением и более древние. Об этом свидетельствует тот факт, что озерные супеси интенсивно деформированы постседиментационными мерзлотными процессами, которые могут быть зырянскими или сартанскими. Принимая во внимание, что долина Иркута врезана в озерные отложения, а аллювий II террасы в этой долине сформировался в зырянское время, мы имеем основание для отнесения этих отложений именно ко времени тазовского оледенения. Залегание озерных осадков с размывом на толще песков дает возможность предположить, что между главной фазой развития первого оледенения и отложением сизых озерных супесей существовал перерыв. В хронологии плейстоцена Сибири он должен соответствовать мессовскому времени, или времени между максимальным и первым постмаксимальным оледенением В. В. Ламакина (1957) в Байкальской впадине. Сизые озерные супеси, таким образом, — перигляциальный аналог тазовского оледенения, которое, по-видимому, не выходило за пределы гор и не оставило морен в пределах впадины. Межледниковые отложения, отвечающие времени между максимальным и тазовским оледенениями, в Тункинских впадинах пока не известны.

Отложения казанцевского межледниковья. После спуска перигляциального озерного бассейна частично восстановился нормальный речной сток. Река Иркут прорезала перемычку между Туранской и Тункинской впадинами и вскрыла толщу переотложенной морены максимального оледенения и кроющих ее сизых озерно-ледниковых супесей тазовского времени (см. рис. 40). В Тункинской впадине в это время шло отложение толстослойных глин, насыщенных большим количеством органического материала. Накопление их происходило уже в совершенно иных климатических условиях, которые можно рассматривать как межледниковые.

Наиболее интересен разрез, включающий межледниковые осадки у с. Шимки, в западной части Тункинской впадины (рис. 42). На пра-

вом берегу р. Иркут здесь вскрывается толща песчано-глинистых отложений:

	Мощность, м
1. Почва	0,2
2. Торфянистая супесь, интенсивно нарушенная эпигенетически наложенными криогенными деформациями	0,3
3. Супесь серовато-желтая, тонкая, однородная, плотная, включает отдельные прослои плотно спрессованного торфяника, мелкозернистого песка или темно-серого суглинка. Вся толща, от кровли до подошвы, затронута интенсивными сингенетичными криогенными нарушениями (рис. 43) и отличается слабо выраженными лёссовидными признаками	3,5
4. Глина грубая серовато-черная, с подчиненными прослоями тонкого песка, отчетливо горизонтальнослоистая. Слои имеют мощность 5—10 см. В породу включены обломки стволов, коры и веток деревьев	2,0 (видимая)

Вниз по реке, на расстоянии 200 м от средней части деревни, разрез постепенно меняется. Глины, выступавшие непосредственно из-под уреза воды, не прослеживаются, а порода слоя 3 постепенно обогащается мелкозернистым косо наслоенным песком и увеличивается в мощности. В ней была обнаружена кость северного оленя — *Rangifer tarandus* L. В основании песков появляется горизонт галечника. Таким образом, здесь можно наблюдать замещение типично озерных фаций столь же типичными речными.

В описанном разрезе намечаются три различные по литологии и возрасту толщи, причем только верхняя — торфянистая — отделена от подстилающих отложений границей перерыва, а средняя, сложенная супесями, скрученными мерзлотой и нарушенными в залегании, и нижняя глинистая толща связаны постепенным переходом.

Спорово-пыльцевой анализ (рис. 44) песчано-глинистых отложений, выполненный Л. В. Голубевой, показывает, что теплые климатические условия межледниковья, установившиеся во время образования нижнего горизонта толстослоистых глин, сменились холодными условиями зырянского оледенения. В нижней межледниковой части разреза преобладают пыльца древесных пород и споры. В составе древесных пород вначале



Рис. 43. Криогенная текстура озерных перигляциальных супесей зырянского горизонта в обнажении у с. Шимки

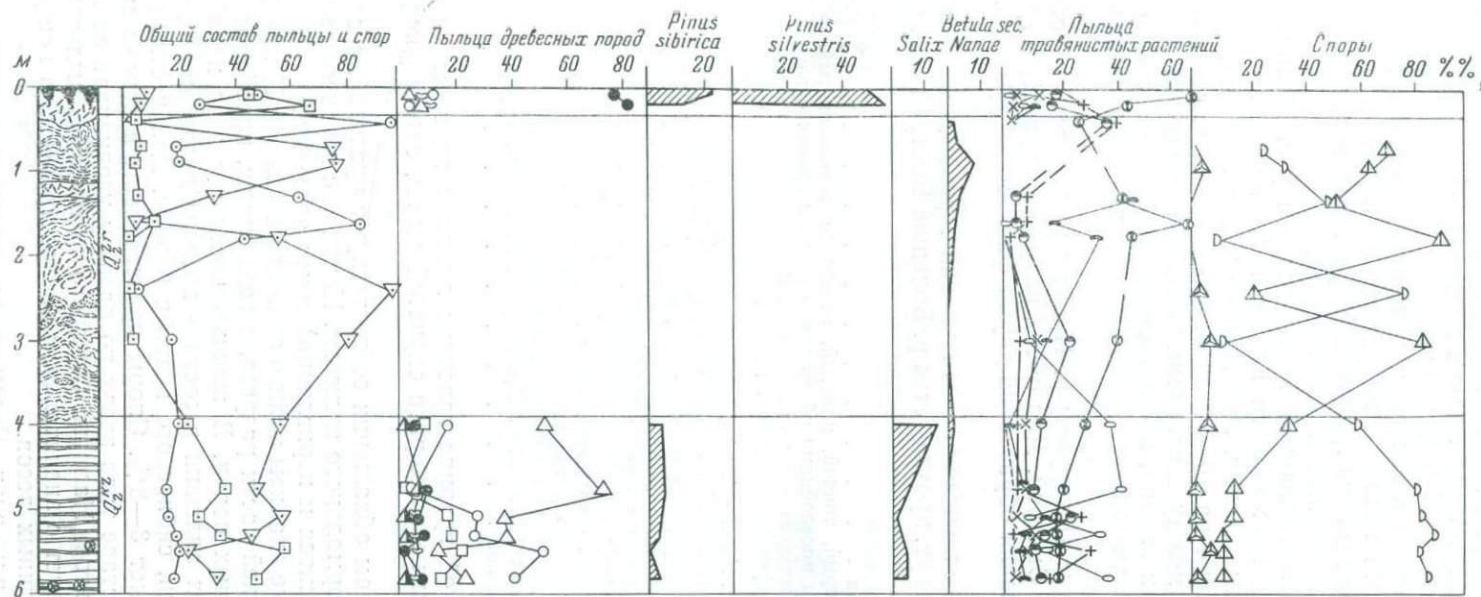


Рис. 44. Спорно-пыльцевая диаграмма толщи озерных отложений у с. Шимки (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

господствует пыльца березы, а затем ели, количество которой достигает 74%. Кроме того, присутствует пыльца пихты (1—5%), сибирского кедра (1—6%), а также лиственницы (1—5%). Довольно много ольхи и ивы. Споры представлены в основном папоротниками, а в меньшем количестве — сфагновыми мхами и плаунами (*Lycopodium alpinum* и *L. annotinum*). В составе пыльцы травянистых растений много осок, злаков, польни, разнотравья и водных (*Alismataceae*).

Казанцевскому межледниковью кроме разреза у с. Шимки соответствуют также осадки нормального аллювия II надпойменной террасы р. Иркут в ее верхнем течении. Эта терраса имеет превышение над современным урезом реки на 10—12 м. В рельефе она выражена только в области перемычек между впадинами. Соответствующие ей аллювиальные отложения внутри впадин, по-видимому, погребены под более молодыми наносами или замещаются одновозрастными осадками, выраженными в озерной фации.

Наилучшие разрезы II террасы р. Иркут наблюдались у устьев рек Тибельты и Большой Быстрой. Для обоих разрезов характерно, что толща нормального аллювия образована двумя фациями — русловой и пойменной.

Приведем наиболее полный разрез аллювия террасы, наблюдавшийся на левом берегу р. Иркут, против устья р. Большой Быстрой (см. рис. 16):

	Мощность, м
1. Подзолистая почва	0,4
2. Суглинок темно-серый, тонкий, илестый, отчетливо тонкослоистый. Тонкими горизонтальными прослойками обохренного песка и гравия суглинок разделен на более толстые прослои по 20—40 см. В середине слоя отмечаются мелкие псевдоморфозы по ледяным жилам. Переход к нижележащему слою постепенный	1,6
3. Галечник мелкий, слоистый, полимиктового состава, связанный промытой, обохренной песчано-гравийной массой. По резкой криотурбированной границе с карманами переходит в следующий слой	0,6
4. Песок желтовато-серый, тонкозернистый, илестый, внизу несколько более промытый, с намечающейся косой слоистостью	0,8
5. Песок среднезернистый, хорошо промытый, сыпучий, косослоистый. По ровной границе сменяется следующим слоем	2,8
6. Галечник разнообразного петрографического состава (преобладают кварциты и гранитоиды), степени окатанности и размеров, вплоть до некрупных валунов в нижних 1,5 м слоя. Промежутки заполнены крупнозернистым гравелистым песком	5,0

По резкой неровной границе галечник ложится на срезанные стоящие на голове пласты конгломерата охристой свиты, составляющего цоколь террасы.

Слои 6 и 5 в данном обнажении соответствуют русловой, а слой 4 — пойменной фациям нормального аллювия. Начиная с верхнего галечника (слой 3) толща относится к перигляциальному аллювию.

Спорово-пыльцевые анализы аллювиальных отложений II террасы показывают, что в нижней части разреза, в галечниках, преобладают споры и пыльца древесных пород. В верхней части аллювия преобладает пыльца трав. В низах аллювия в составе пыльцы древесных пород содержится много ольхи, сибирского кедра и березы. Количество пыльцы лиственницы составляет 3—8%. Споры представлены в основном сфагновыми мхами. В составе трав вверх по разрезу увеличивается количество пыльцы ксерофитов. Наличие большого количества пыльцы лиственницы свидетельствует о значительном распространении в конце межледниковья лиственничных лесов.

Зырянский горизонт. Рассмотрение отложений этого горизонта начнем с ледниковых отложений, широко развитых на плоскогорье Восточного Саяна, в Хамар-Дабане и на склонах Тункинского хребта. Самый мощный ледник двигался по долине р. Иркут, доходил до Мондинской впадины, которая служила типичным ледоёмом (рис. 45). Хорошо

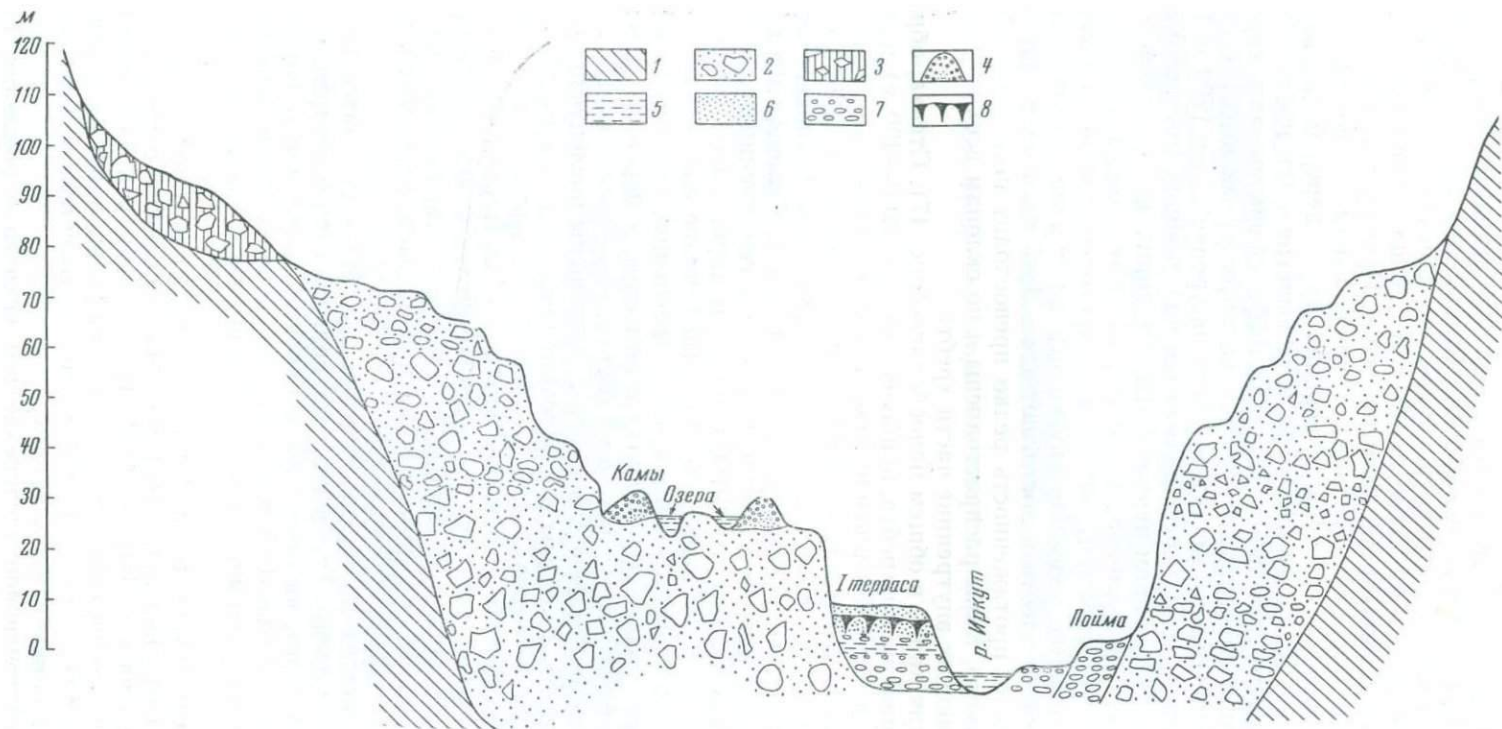


Рис. 45. Схема строения плейстоценовых отложений в Мондинской впадине

1 — коренные породы; 2 — песчаная слабопромытая и грубо сортированная зырянская морена; 3 — суглинистая зырянская морена; 4 — песчано-галечные отложения зырянских камов; 5 — суглинки; 6 — песок; 7 — галечник; 8 — морозобойные клинья

сохранились морены в Ильчирской впадине, на плоскогорье Восточного Саяна (рис. 46). Морены последнего оледенения имеют в среднем мощность от 30—40 до 100 м. Оледенение носило горно-долинный характер. Нижняя граница оледенения находилась на высоте примерно 1300—1600 м над ур. м., хотя по некоторым долинам рек ледники спускались значительно ниже. Достаточно отметить, что конечная морена ледника, спускавшегося по р. Ихе-Ухгун, достигала дна Туранской впадины (900 м) и в настоящее время подмывается р. Иркут у пос. Мойготы.

Весь хребт Тункинские гольцы, ограничивающий с востока горное сооружение Восточного Саяна, в верхнем ярусе переработан деятельностью ледников и процессами морозного выветривания и имеет альпийский характер. Основные черты рельефа сформированы карами и трогами. Днища каров располагаются на абсолютных высотах от 1800 до 1900 м и лишь отдельные из них лежат на уровне около 1700 м. В Тункинской впадине они высоко поднимаются над днищем, имеющим отметки 700—800 м. В западном направлении, где днища впадин поднимаются до 1200—1300 м (Мондинская впадина), кары открываются в них почти непосредственно. В соответствии с этим троговые долины, по которым ледники из каровых ледоёмов спускались во впадины, более длинные в восточной части хребта и достигают здесь 3—5 км и более короткие в западной, где их протяженность редко превосходит несколько сот метров или километр. Кары распространены и по склонам всех крупных долин, расчленяющих внутренние части хребта.

Морфология каров в общем однообразна (рис. 47). Стенка, обращенная к внутренней части хребта, наиболее высокая (200—400 м) и состоит из двух-трех ярусов совершенно отвесных скал. Боковые стенки менее высоки, но также очень круты. Днища каров очень часто занято озером, достигающим величины нескольких сот метров в поперечнике. Озеро заполняет переуглубленную часть кара (см. рис. 47). Склоны и днища заняты щебнисто-глыбовыми осыпями, в основном современными. Непосредственно за озером, ниже открытой горловины кара, в нескольких местах отмечался кончнморенный, дугообразный в плане вал. Такие молодые морены, относимые нами к сартанскому оледенению, наблюдались в каре у горы Ульбор, в соседнем с запада с ним каре, у перевала Дабан (по тропе из пос. Монды к Ильчирскому озеру).

Троговые долины почти повсеместно разрушены последующим эрозийным врезанием, и морены в них сохранились только в отдельных местах. Например, в низовьях речек Хандагайки и Толты, близ их выхода из Тункинского хребта во впадину, наблюдаются моренные накопления, достигающие 60—80 м мощности. Они образованы глинисто-алевритовыми песками пепельно-серого цвета, насыщенными до высокой плотности слабо сглаженными валунами и щебнем кварцитов, песчаников, мраморов и др.

В других местах на плечах трогов сохранился сравнительно мало-мощный чехол морены. Так, в троговой долине речки Кынгари, в 1—2 км от курорта «Аршан», на заплечьях зырянского трога лежит покров донной морены мощностью 3—5 м. В основном скелетная часть морены спроектировалась на современном узком днище, загромождая его крупным валунником.

В некоторых других долинах морены сохранились полнее. В этом отношении показательна долина р. Слюдянки, стекающей с северного склона Хамар-Дабана в оз. Байкал. Е. В. Павловский (1948а) отмечал развитие здесь трех поясов конечной морены. Мы также наблюдали эти образования и переход морен в большой кар, заложенный в массиве, близ которого расположена метеостанция.

Верхнеплейстоценовое оледенение гор южного обрамления Тункинских впадин принципиально не отличается от оледенения его северного обрамления. Несколько иная картина молодого оледенения наблюдается



Рис. 46. Горная тундра плоскогорья Восточного Саяна в истоках р. Иркутта

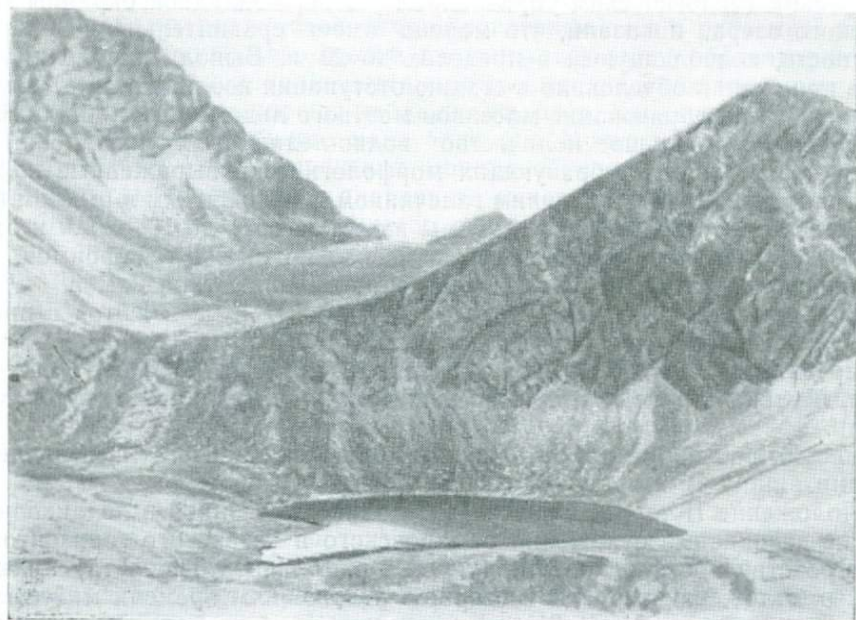


Рис. 47. Кары зырянского оледенения в восточной части Тункинского хребта

за уступом Тункинских гольцов, на плоскогорье Восточного Саяна. Здесь, на междуречье рр. Иркутта и Китоя, в окрестностях Ильчирского озера, морены зырянского оледенения распространены широко во всех многочисленных долинообразных понижениях. Только местные вершины не захватывались этим оледенением. Хороших обнажений морены здесь нет, но все же можно видеть, что она, как и в Тункинском хребте, образована крупноглыбовым материалом местных пород с пепельно-серым пес-

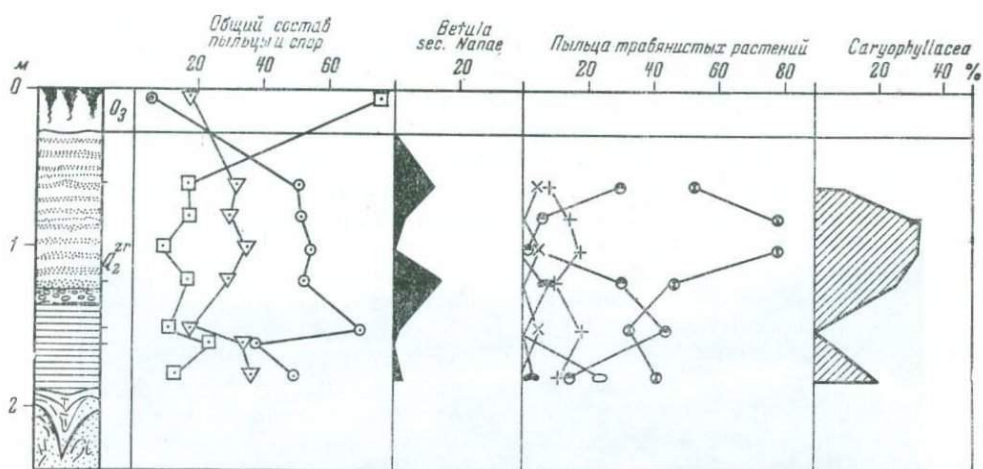


Рис. 48. Спорово-пыльцевая диаграмма верхов разреза II террасы р. Иркут у устья р. Большой Тибельти (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

чано-глинистым материалом. Несколько буровых скважин, заложенных Иркутским геологическим управлением у северо-западной окраины Ильчирского озера, показали, что морена имеет сравнительно небольшую мощность, колеблющуюся в пределах до 20 м. Выполнение ледниками ряда понижений обусловило в стадию отступления изоляцию их от питающих центров и образование массивов мертвого льда. Этим, по-видимому, и объясняется большое количество водно-ледниковых накоплений на поверхности морены, образующих морфологически выраженные холмы. Сложены они мелким и средним галечником, заключенным в рыхлом промьотом разнoзернистом песке. Холмы имеют высоту до 10—20 м и отличаются обычно неправильной, реже несколько вытянутой формой, позволяющей думать, что они ближе к образованиям типа камов.

Большинство крупных озер на междуречье Иркута и Китоя в пределах Саянского плоскогорья представляют собой подпруженные моренами древние долины. К их числу относятся озера Ильчирское, Тунку-нур и др. Мелкие округлые озера, по-видимому, термокарстового происхождения.

Весьма разнообразны отложения зырянского горизонта и в пределах впадин.

Положение II террасы р. Иркут в долине, врезанной в ледниковые и озерно-ледниковые отложения самаровского и тазовского горизонтов, и непосредственное прислонение (у устья р. Большой Тибельти) аллювиальных отложений террасы к озерным отложениям времени максимального оледенения (см. рис. 21) свидетельствуют об их более молодом возрасте. Наличие сингенетических морозобойных трещин в осадках перигляциального аллювия позволяет непосредственно сопоставить этот горизонт со временем максимального развития зырянского оледенения.

Спорово-пыльцевые спектры темно-серых суглинков, слагающих верхнюю перигляциальную часть аллювия II террасы у устья р. Большой Тибельти (рис. 48), изученные Л. В. Голубевой, характеризуются преобладанием пыльцы травянистых растений. В составе последних значительная роль принадлежит ксерофитам: много пыльцы полыни, лебедовых, встречается пыльца эфедры. Наряду с этим отмечается большое количество пыльцы осок, водных (*Alismataceae*), а также присутствие спор

сфагновых мхов, что свидетельствует о наличии болот. Пыльца карликовой березки составляет 1—3%. Встречается пыльца кустарничков (Ericales). В составе пыльцы древесных пород много пыльцы ольхи и березы. Нахождение пыльцы лиственницы (до 5%) говорит о существовании лиственничных редколесий или небольших участков светлохвойных лесов, произраставших, возможно, по склонам.

Отложения, соответствующие началу и более высоким горизонтам зырянского оледенения, слагают среднюю часть упомянутого разреза у с. Шимки. Темно-серые толстослойные суглинки с торфом конца межледникового времени постепенно сменяются серыми супесями с линзами и прослоями песков, скрученных криогенными процессами.

Спорово-пыльцевая диаграмма, составленная Л. В. Голубевой (см. рис. 44), показывает, что в первой половине зырянского оледенения существовали своеобразные безлесные пространства с господством тундровых и степных элементов. В общем составе преобладают споры, иногда пыльца травянистых растений. Споры в основном относятся к плаунам (*Lucorodium alpinum* и единично *L. selago*). В ряде образцов много спор папоротников. Среди пыльцы травянистых растений господствует пыльца разнотравья, но много водных форм (*Alismataceae*), а также злаков, полыни и лебедовых. Количество пыльцы кустарничковой березки достигает 8%. Пыльцы древесных пород очень мало, в основном это береза и ольха. Состав спорово-пыльцевых спектров служит свидетельством того, что климат в начале зырянского оледенения был холодным и относительно влажным. С этим полностью согласуется и криогенная текстура соответствующих осадков.

Морены зырянского оледенения прослеживаются в ряде мест по южному склону Тункинского хребта, где они участвуют в образовании предгорного шлейфа и локализуются в устьевых участках троговых долин. Наилучшие разрезы морены наблюдались по р. Хандагайке и в подмыве Иркутом конечноморенного вала близ сел. Мойготы, оставленного ледником р. Ихге-Угун. Зырянская морена образована здесь скоплением щебнисто-глыбового, слабо окатанного материала, заключенного в плотном белесо-сером сильно глинистом песке. В нем содержатся также мелкие угловатые зерна размера гравия. Обломочный материал из кварцитов, кристаллических сланцев, мрамора и базальта некрупный. Большинство обломков имеет размеры 0,2—0,4 м в поперечнике, и только отдельные валуны превышают 1 м. Насыщенность морены глыбово-щебнистым материалом большая: местами его содержание достигает 70—80% (рис. 49). На больших пространствах здесь прослеживается свежий, почти не переработанный рельеф донной морены.

Зырянская морена занимает большие площади в Хойтогольской и Мондинской впадинах, заполняя значительную часть их днища и поднимаясь до 200—300 м на ее склоны (см. рис. 45).

Морена на северном борту Мондинской впадины образует ясную ступенчатость, которая некоторыми исследователями (Забелин, 1950) истолковывалась в качестве результата деятельности Иркуты, а сами ступени его считались высокими надпойменными террасами. Против этого слабо аргументированного представления возражал С. В. Обручев. Наши наблюдения полностью подтверждают правоту точки зрения С. В. Обручева. Действительно, среди ступеней невозможно выявить выдержанные уровни. Весь борт сложен крупноглыбовым слабо обработанным материалом, полностью лишенным какой-либо сортировки или закономерной ориентировки. Никакого подобия аллювия здесь нет.

Подойти к объяснению ступенчатости в морене можно исходя из представления о том, что Мондинская впадина во время зырянского оледенения служила ледоёмом. Она заполнялась льдами, как по трогам верхнего течения р. Иркут, так и из местных каров. Как во всяком ледоёме, особенно после того, как он утратил связь с питающими его ледниками, про-



Рис. 49. Текстура зырянской конечной морены ледника долины Ихге-Угун. Обнажение левого берега р. Иркут у пос. Мойготы

исходил занос ледниковым материалом промежутка между коренным бортом впадины и краем ледника. Можно считать, что ступенчатость отражает стадии деградации льдов в Мондинском ледоеме. Представление о существовании ледоема хорошо увязывается с наличием мощных (до 300 м) моренных накоплений по бортам впадины и их слабо промытым составом и сравнительно небольшой мощностью морены на ее днище, отличающейся всеми типичными для нее чертами. Наличие в Мондинской впадине массива «мертвого» льда увязывается также с развитием на поверхности морены форм водно-ледниковой аккумуляции. Они представляют собой холмы высотой 2—12 м неправильной формы, рассеянные небольшими группами на поверхности морены. Разделены они мелкими западинами также неправильной формы явно неэрозионного происхождения. В 1,5—1,8 км от моста через Иркут к западу один из таких холмов вскрыт карьером:

	Мощность, м
1. Почва	0,25
2. Песок мелкозернистый, глинистый, желтовато-серый, в нижней части с мелкой галькой и гравием	0,5
3. Галечник с примесью не крупных валунов. Обломочный материал состоит из кварцитов, кварцитовидных песчаников, гранитов, метаморфических сланцев. Основная масса галечников с размерами 2—5 см в диаметре отличается средней и хорошей окатанностью. Гальки ориентированы длинными осями по слоистости, параллельной склонам холма и носящей характер облекающей. Промежутки между обломочным материалом заполнены разнозернистым, гравелистым, хорошо промытым светло-серым песком	2,0
4. Песок тонкозернистый, глинистый, однородный блекло-серого цвета, также обладающий облекающей тонкой слоистостью	3,0
	(видимая)

Следовательно, как форма холмов, так и их строение позволяют считать, что в Мондинской впадине хорошо сохранились образования типа камов, которые по залеганию их на донной морене зырянского оледенения можно считать позднезырянскими.

Каргинский и сартанский горизонты. Современная долина р. Иркут в пределах Мондинской впадины врезана в уровень ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции зырянского времени на 10—15 м. На ее склонах, помимо нескольких уровней поймы, можно видеть надпойменную террасу высотой 12—14 м над межениным урезом реки. Разрез террасы наблюдался на левом берегу р. Иркут, в 0,4 км выше пос. Монды. В основании террасы залегает нижний слой валуника, составляющий русловую фацию горного аллювия, на котором лежит толща, представляющая переслаивание нескольких разновидностей песка с подчиненными ему прослоями суглинка. Верхнюю часть толщи составляет гравелистый песок с отдельными валунами. Средняя часть разреза затронута мелкими интенсивными нарушениями мерзлотного происхождения.

Спорово-пыльцевой анализ отложений террасы (рис. 50) у пос. Монды показывает, что в нижней части разреза преобладает пыльца древесных пород, в средней — кустарников и трав, а в верхней — снова древесных пород. В составе пыльцы древесных пород господствует береза. В нижней и верхней частях разреза обнаружена пыльца лиственницы. В средней части разреза содержится много пыльцы кустарниковой березки (до 60%). Травянистые растения представлены пылью полыни, злаков и разнотравья. Споры встречаются в небольшом количестве. В средней части разреза это *Lycopodium alpinum* и *L. complanatum*.

Положение мондинской террасы в рельефе указывает на то, что ее аллювиальная толща формировалась после отступления зырянского ледника и разрушения оставшегося в котловине покрова «мертвого» льда.

Существование лиственничных лесов с березой во время накопления низов аллювиальной толщи и их исчезновение в период накопления песков и суглинков средней части разреза могут рассматриваться как переход от каргинского межледниковья к сартанскому ледниковью. Во время этого оледенения были распространены безлесные ландшафты типа тундры с большим участием кустарниковой березы. Суровые климатические условия времени сартанского оледенения подтверждаются также наличием в отложениях мерзлотных деформаций.

Распространение лиственнично-березовых лесов во время образования верхнего гравелистого песка связано с деградацией сартанской стадии оледенения. В это время началось формирование современных ландшафтов.

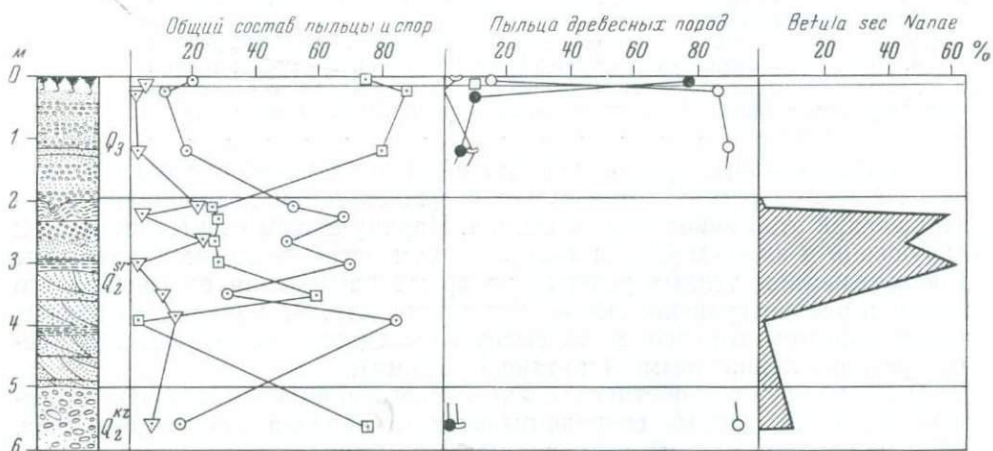


Рис. 50. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювиальных отложений I террасы р. Иркут у пос. Монды (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

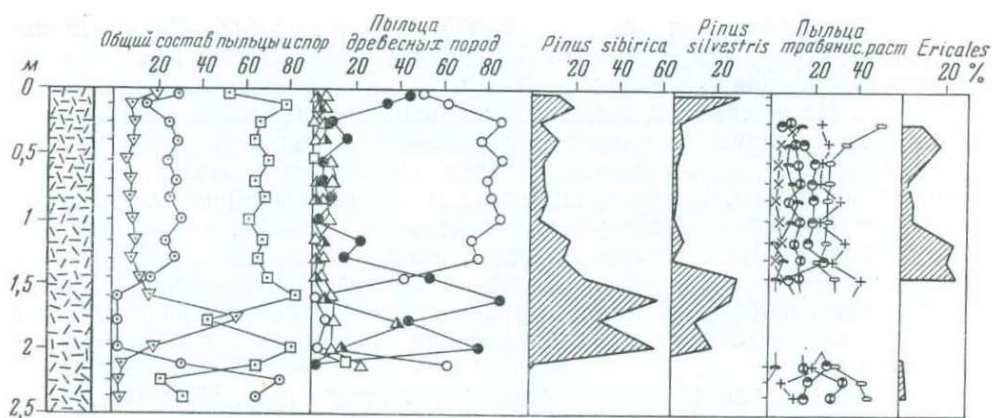


Рис. 51. Спорово-пыльцевая диаграмма верхового голоценового торфяника по разрезу близ дер. Быстрой (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

Наличие явственных следов сильного похолодания в послезырянское время связывается нами с оледенением, которое оставило самые свежие конечноморенные гряды, замыкающие кары Тункинского хребта. Предшествующее, также послезырянское потепление климата естественно увязывается с каргинским межледниковьем Сибири. В приведенном разрезе аллювия его палинологическая характеристика не очень отчетлива и нельзя достоверно судить о межледниковом характере этого горизонта. Это понятно, если учесть, что проанализированный разрез террасы расположен на абсолютной высоте почти в 1000 м. В других местах межледниковый тип каргинского горизонта выступает гораздо отчетливее. Это видно, например, из строения и распределения криогенных текстур в разрезе I (7—8 м) надпойменной террасы р. Иркут, напротив с. Куркутский (Торская впадина). Приведем описание этого разреза:

	Мощность,
1. Луговая почва	0,3
2. Песок среднезернистый, серовато-желтый, с утраченной, благодаря процессам почвообразования, слоистостью	0,6
3. Песок мелкозернистый, сильно глинистый, темно-серого, и в отдельных прослоях бурого, цвета, тонкослоистый. По простирацию в отдельных слоях замещается суглинком. Слоистость и контрастность окраски позволяют видеть, что весь слой интенсивно нарушен мерзлотными движениями	0,8
4. Песок среднезернистый, промытый, косослоистый. По косым сериям в отдельных прослоях он обогащен гравием, мелкой галькой или растительным детритом, в том числе и остатками древесины. Видимая мощность до меженного уровня реки	5,8

Наличие сильных криогенных смятий криостатического типа в верхах разреза достоверно свидетельствует о существенном похолодании в завершающий этап накопления аллювия. Наряду с этим отсутствие всяких нарушений в нижнем слое и залегание там остатков древесины служит доказательством теплых условий во время накопления слагающих его песков и распространения лесной растительности. Этот разрез позволяет, таким образом, зафиксировать смену межледниковых (каргинское время) условий ледниковыми (сартанское время).

О климатической обстановке каргинского времени позволяют составить суждение данные спорово-пыльцевого анализа двух торфяников, один из которых слагает верхнюю часть описанного у устья р. Большой Тибельты обнажения (см. рис. 22), а другой — разрез в с. Шимки (см. рис. 44). Спектры обоих торфяников показывают преобладание во время их накопления лесной растительности с господством в ее составе сосен, лиственницы и существенным участием сибирского кедра. Разви-

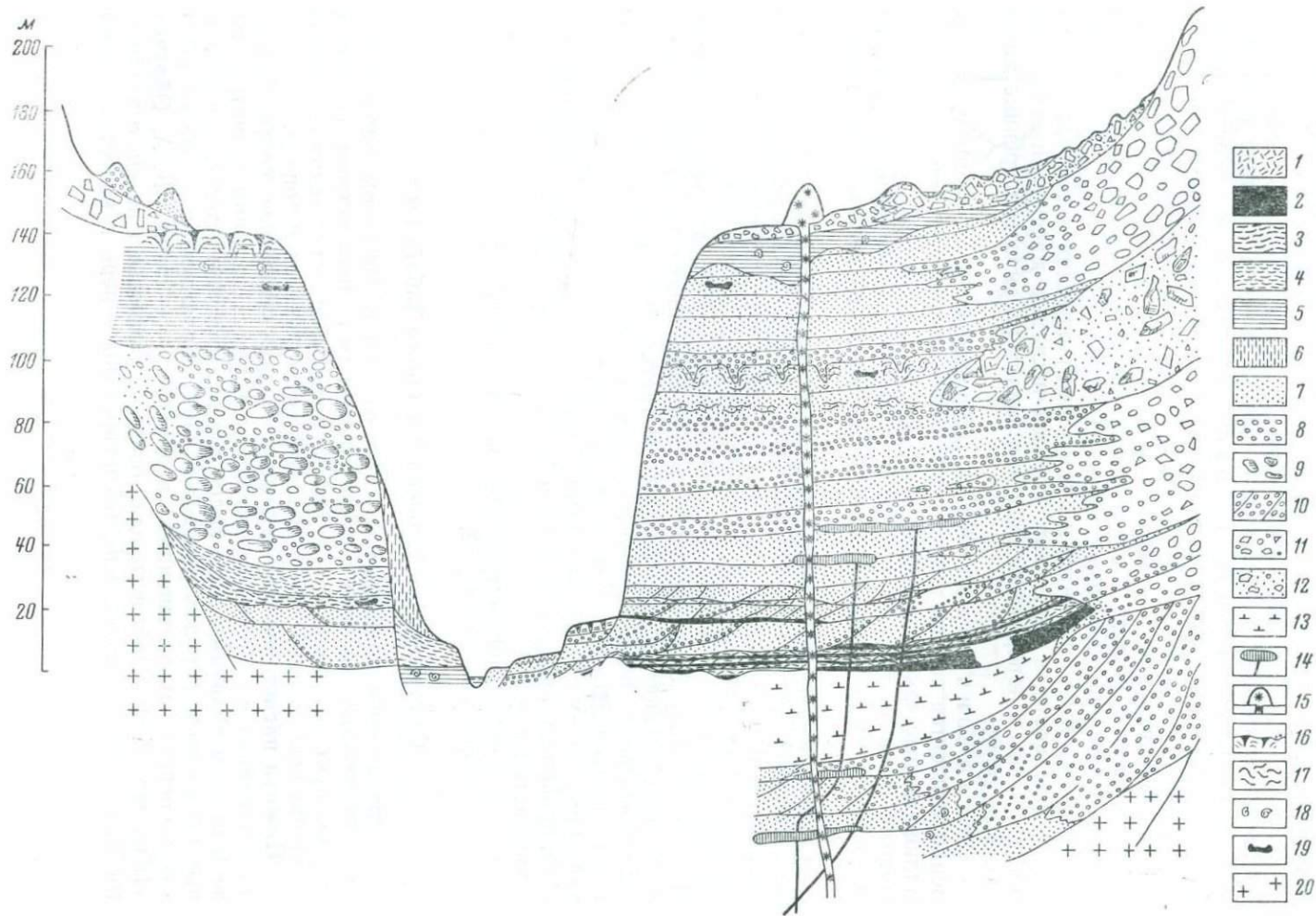


Рис. 52. Схема условий залегания и соотношения антропогенных отложений в системе Тункинских впадин

1 — торфяник; 2 — гиттия; 3 — суглинок; 4 — супесь; 5 — супесь с лентчато-подобной слоистостью; 6 — лёссовидные супеси и суглинки; 7 — песок; 8 — гравий; 9 — валунник; 10 — галечник и конгломерат; 11 — галечник; 12 — валунные пески (морена); 13 — туфогенные породы; 14 — пластовые залежи базальта и подводящие каналы; 15 — вулканические шлаковые конусы и подводящие каналы; 16 — горизонт псевдоморфоз по ледяным клиньям; 17 — криогенные смятия; 18 — места сборов ископаемых моллюсков; 19 — положение остатков млекопитающих; 20 — палеозойские и допалеозойские породы

тие подобного растительного покрова, близкого к распространенному в настоящее время, дает основание думать, что и климат каргинского межледниковья на юге Сибири также был близок к современному. Оба упомянутых торфяника залегают с поверхности под горизонтом современной почвы. Благодаря этому могут возникнуть сомнения в отношении правильности стратиграфической датировки и может ставиться вопрос об их голоценовом возрасте. Интенсивное криогенное смятие торфяников свидетельствует против такого допущения (см. рис. 42), оно могло проявиться лишь в условиях многолетней мерзлоты. Этот импульс в ее проявлении мы можем связывать лишь с сартанским оледенением. Поэтому досартанский и послезырянский возраст этих торфяников кажется достаточно обоснованным.

К образованиям сартанского времени следует относить также аллювиальные отложения, покрывающие днище Торской впадины и морфологически выраженные в ее прибортовых частях в виде высокой поймы р. Иркут. Спорово-пыльцевые анализы этих отложений, вскрытых у сел. Торы, показали преобладание спор плаунов и пыльцы травянистых растений. Верхняя часть отложений у подножия обрамляющих впадину возвышенностей затронута солифлюкционными нарушениями, связанными с деградацией сартанской мерзлоты в голоцене. К сартанскому же времени, вероятно, относятся и последние проявления интенсивной эоловой деятельности, в результате которой песчаные массивы повсеместно переработаны с поверхности и на них начали развиваться древние материковые дюны.

Отложения голоцена. К голоценовым образованиям, естественно, относятся все послесартанские накопления. Это в первую очередь аллювиальные накопления поймы, торфяники современных болот, современные золовые отложения и частично верхние, относительно тонкие по механическому составу, горизонты пролювиальных накоплений предгорного шлейфа.

Спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника к северу от дер. Быстрой (рис. 51) показывает наличие трех фаз в развитии растительности. В первую фазу, которая соответствует, по-видимому, началу голоцена, были распространены березовые редколесья в сочетании со злаково-разнотравными и полинными ассоциациями и осоковыми болотами. Во вторую фазу существовали темнохвойные пихтово-кедровые леса с елью и небольшой примесью сосны. В третью фазу темнохвойные леса сменились березовыми со значительным участием травянистого покрова и кустарников. Вторая и третья фазы соответствуют, очевидно, климатическому оптимуму, когда климат был несколько мягче современного. Из широколиственных пород в наиболее благоприятных местообитаниях произрастал вяз.

Схема соотношения антропогенных отложений в системе Тункинских впадин изображена на рис. 52.

Отложения плейстоцена Западного Забайкалья

Распределение плейстоценовых отложений в Западном Забайкалье, как указывалось, связано с пространственным положением основных морфоструктур, причём в межгорных впадинах эти отложения отличаются наибольшей мощностью и полнотой геологической летописи.

Нижний плейстоцен (кривоярская свита). «В южной части Западного Забайкалья озерные отложения пользуются широким развитием по всем речным долинам в виде более или менее мощных толщ, прислоненных к коренным породам склонов и нередко слагающих целые холмы и покрывающих второстепенные водоразделы», — писал В. А. Обручев (1938, стр. 1924). Действительно, озерные в основном пески, о которых сообщает этот исследователь, закартированы теперь в качестве весьма

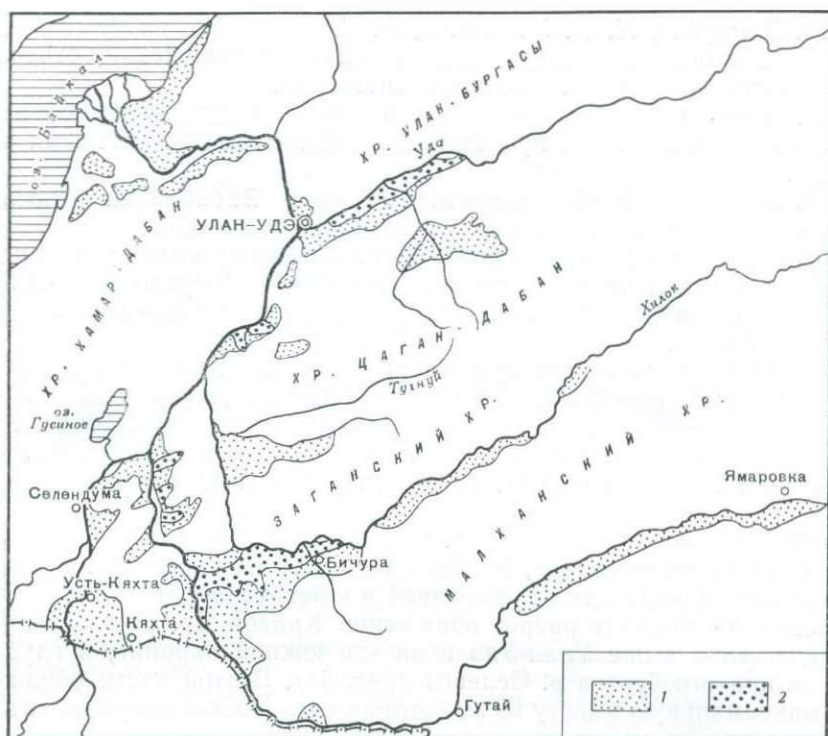


Рис. 53. Схема распространения песчаных толщ кривоярской свиты в Западном Забайкалье

1 — пески кривоярской свиты; 2 — мезозойские отложения

распространенных и мощных антропогенных образований в пределах многих межгорных впадин (рис. 53).

Впервые селенгинские пески были описаны И. Д. Черским (1882), считавшим их озерными образованиями постплиоценового возраста. Широкое распространение песков и высокое их залегание в современном рельефе И. Д. Черский объяснял высоким стоянием байкальских озерных вод, но не исключал при этом влияния неотектонических движений, о чем позже часто забывали его последователи и истолкователи.

Позднее селенгинские пески описывались В. А. Обручевым (1938, 1949), утвердившим также взгляд на их озерное происхождение. Эта же точка зрения отстаивалась в работах Ю. М. Шейнманна (1931) и В. В. Ламакина (1953, 1957). В. В. Ламакин возраст озерных песков определяет временем конца максимального оледенения и наступившим за ним межледниковьем.

В. В. Белоусов, А. А. Малявкин, Б. А. Максимов и М. М. Тетяев (1932) в отчете по геологической съемке в Верхне-Удинском районе Забайкалья, касаясь вопроса о генезисе песков, писали, что они имеют несомненно речное происхождение, однако не привели в защиту своей гипотезы основательных доводов.

В. С. Слодкевич в 1936 г. при работах в дельте р. Селенги все пески, распространенные здесь, отнес к речным образованиям, выделив среди них три террасы.

П. И. Налетов (1944), С. И. Другов и А. Д. Мошкина при описании четвертичных отложений Бурятии указывают, что пески являются продуктом деятельности ветра. При этом отмечается, что материалом для образования эоловых песков служили древние озерные, современные речные, ледниковые и флювиогляциальные отложения.

С. М. Замараев, И. И. Максимов, А. С. Сидоренко выделяют пески, алевриты и супеси в группу озерно-ледниковых отложений, относя их формирование ко второй половине плейстоцена.

В. Н. Олюнин (1961) считает, что песчаные и супесчаные образования имеют пролювиальное происхождение или сложены эоловыми отложениями.

Н. А. Логачев (1958б) четвертичные пески Забайкалья относит к озерно-ледниковым и флювиогляциальным образованиям.

Собранный нами материал и обобщение литературных данных позволяют считать пески кривоярской свиты в основном озерными, хотя в ряде случаев в них вклиниваются пески речных, пролювиальных и других склоновых фаций.

Наиболее крупные песчаные массивы развиты в Хилокско-Чикойской, Усть-Кяхтинской, Тунгуйской и Удинской впадинах, где они имеют мощность, судя по разрезам буровых скважин, превышающую 100 м. Некоторые исследователи указывают, что мощность этих песков достигает нескольких сот метров (до 600), но эти цифры нельзя считать достоверными.

Вдоль долинного понижения р. Селенги наилучшие обнажения песков, помимо упоминавшихся, можно наблюдать на окраине г. Улан-Удэ, в ближайших окрестностях с. Харанхой и в некоторых других местах.

Рассмотрим вначале разрез обнажения Кривой Яр, расположенного непосредственно выше Улан-Удэ и на его южной окраине, в глубокой излучине правого берега р. Селенги (рис. 54). В этой части обнажение имеет максимальную высоту 65 м, которая сохраняется вверх по течению еще километра на два, а потом снижается.

Верхняя часть песчаного массива переветрена, и первоначальная ровная его поверхность осложнена множеством дюн. Они сложены тонко- и мелкозернистыми отсортированными песками, лишенными глинистых примесей, и обладают своеобразной слоистостью (рис. 55). От нижележащих песков иного происхождения эти отделяются плохо сформированной погребенной почвой. У последних домов города верхняя часть обнажения вскрыта довольно полно.



Рис. 54. Пески нижней части кривоярской свиты (самаровский горизонт). Обнажение правого берега р. Селенги у г. Улан-Удэ, Кривой Яр

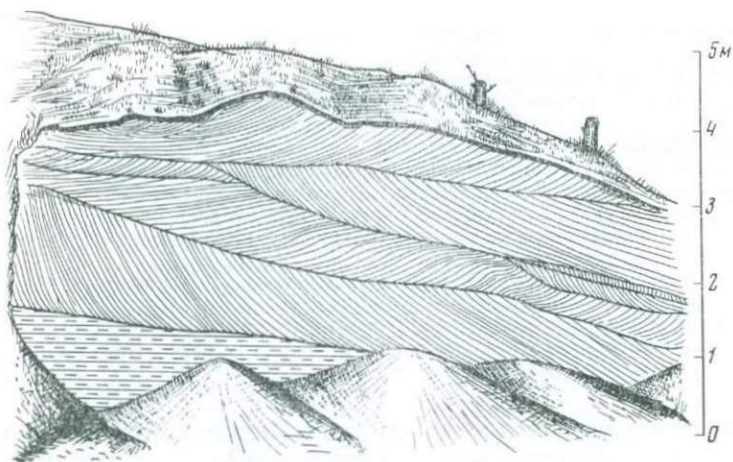


Рис. 55. Разрез дюны в поле пород кривоярской свиты. Слоистость с падением слоев в двух противоположных направлениях

Под золовыми песками дюны высотой 3 м лежат:

	Мощность, м
1. Песок мелкий, слабо гумусированный (погребенная почва)	0,35
2. Супесь светло-серая, грубая, однородная, с неясной слоистостью	1,1
3. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, тонкослойный. Границы слоев нечеткие и неровные. Окраска, слабо меняющаяся в своей интенсивности по слоям	0,3
4. Песок мелкозернистый, слабоглинистый, однородный, слоистый. Слоистость обязана чередованию слоев, окрашенных в желтовато-серый и светло-серый цвет, соответственно более тонких и глинистых и несколько более грубых и промытых. Мощность слоев 3—5 см. Некоторые из них интенсивно обохрены. Границы слоев слабеволнистые, имеются пережимы в мощностях. Они обнаруживают слабый наклон вниз по течению реки под углом 5—7°	2,0
5. Супесь серая, грубая, однородная, с тонкими прослойками песка тонкого, промытого, светло-серого	0,8
6. Песок светло-серый, мелкозернистый, рыхлый, промытый, косослойный, с подчиненными прослойками охристого мелкого гравия в 2—3 см мощности	2,4
7. Переслаивание мелкозернистого песка двух разновидностей: светло-серого, рыхлого, почти лишенного глинистых примесей и светло-желтого, более глинистого. Мощности слоев изменяются в среднем от 0,3 до 2 см. В слое встречаются редкие прослойки мелкого гравия, некоторые из них обохрены. Слоистость параллельная, со слабым наклоном вниз по реке	7,40
8. Переслаивание такого же песка, отличающегося лишь наличием более частых и мощных (до 10 см) прослоев гравия, нарушенных за счет проявления мерзлотных деформаций. Последние носят характер клиновидных внедрений в толщу переслаивания мелкого светлого, промытого песка. Псевдоморфозы по ледяным жилам имеют глубину до 1,3 м при ширине в основании 0,2—0,3 м. Поверхности контакта с вмещающими породами также нарушены. Наблюдаются интенсивные деформации между внедрившимися клиньями	2,2
9. Тонкое переслаивание двух разновидностей песка по типу, описанному в слое 7. Мощности слоев сверху около 1 см. Вниз мощность светлых, промытых разновидностей возрастает до 10—15 см	4,0 (видимая)

Далее вниз обнаженность ухудшается, и нижние горизонты разреза оказываются доступными наблюдению в 0,3 км ниже по реке в карьере. Карьер вскрывает слоистые пески и галечники до уровня в 20 м над уровнем р. Селенги. Сверху вниз здесь залегают:

	Мощность, м
1. Песок светло-серый, разнозернистый (от мелкого до крупного), рыхлый, промытый, с включением более глинистых и темноокрашенных прослоев песка или мелкого гравия	0,6
2. Переслаивание двух основных разновидностей песка—серого, мелкозернистого и более светлого, рыхлого, промытого. Преобладает первая разновидность, слои которой имеют мощность до 15 см. По всей мощности	

слоя отмечаются подчиненные прослои промытого разнозернистого песка с гравием	1,0
3. Песок, подобный отмеченному в слое 1, отличающийся сложной петельчатой структурой, выявляющейся благодаря заметной примеси черных рудных минералов, сосредоточенных на плоскостях слоистости	2,6
4. Пески тех же двух разновидностей с прослоями мелкого гравия; прослой мощностью до 20—25 см. Иногда на плоскостях слоистости наблюдается скопление темных рудных минералов, которые подчеркивают горизонтальную, ритмическую слоистую текстуру толщи в верхней части слоя и линзовидную или петельчатую в нижней. Граница с нижележащим слоем резкая, местами со следами размыва	10,4
5. Песок мелко- и среднезернистый, зеленовато-серый, сильно глинистый, косослоистый, с явственной мерзлотной текстурой	0,5
6. Галечник мелкий, разнообразного петрографического состава, заключенный в разнозернистом, рыхлом, промытом, гравелистом песке. Вниз крупность галечника постепенно возрастает	1,5 (видимая)

Из приведенных описаний обнажения Кривого Яра видно, что низы его образованы осадками явно аллювиального происхождения, о чем можно судить по обилию галечного материала с петрографическим составом, тождественным составу гальки аллювия р. Селенги. Угловато-округлая и яйцевидная форма обломочного материала также свидетельствует о речных условиях его переноса и обработки. Столь же существенна для установления аллювиального генезиса нижней части толщи текстуры косая слоистость с различным, но направленным в одну сторону падением пачек (рис. 56).

После небольшого перерыва, фиксируемого не на всем протяжении обнажения, толща становится несколько иной. Для нее здесь характерны ритмические слоистые тонкие и мелкие однородные пески, обладающие хорошо выраженной и в общем горизонтальной слоистостью (рис. 57). Состав и строение толщи, как и некоторые другие признаки, о которых мы скажем дальше, не оставляют сомнения в озерном ее происхождении.

Подобная последовательность развития осадконакопления от аллювиальных фаций к озерным не представляет единичного случая. Как это уже было показано, в Торской и Тункинской межгорных впадинах одновозрастные отложения накапливались в том же порядке. Пески рассмат-

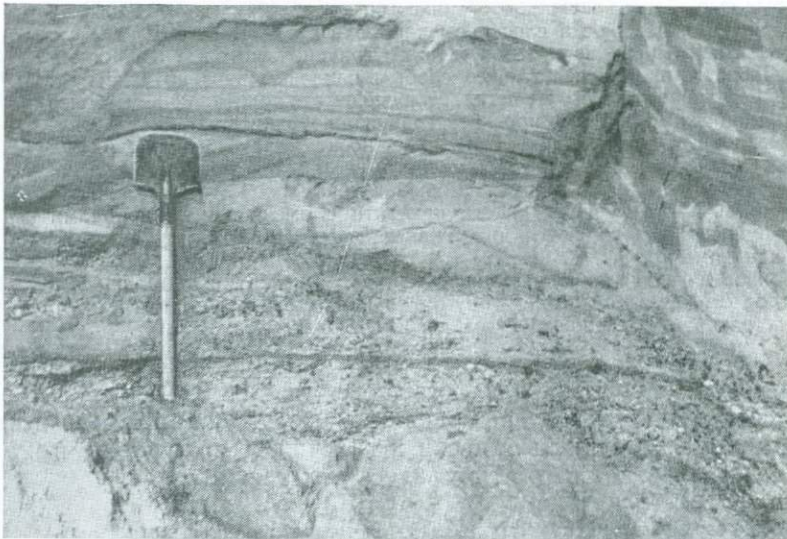


Рис. 56. Аллювиальные песчано-галечные отложения в низах кривоярской свиты; южная окраина г. Улан-Удэ

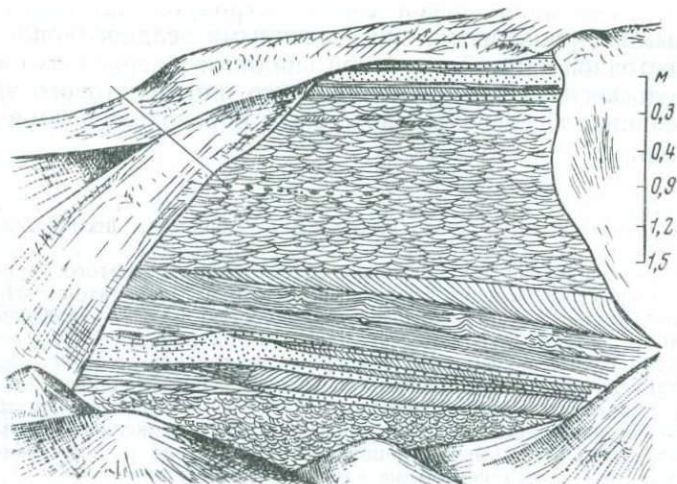


Рис. 57. Седиментационные текстуры в толще озерных и озерно-аллювиальных отложений кривоярской свиты. Прослой гравелита показан стрелкой. Обнажение на правобережье р. Чикой в 10 км от устья

риваемого времени отличаются большим однообразием в пределах всего Забайкалья. Отметим лишь, что господство озерных фаций не исключает того, что в них вложены осадки несколько другого происхождения. Так, наличие косослоистых пачек, явно несвойственных режиму озерного осадконакопления, свидетельствует в одних случаях о включении аллювиальных, а в других — пролювиальных образований. Если первые очень часты и отмечают появление течений в проточных озерных водоемах, то пролювиальные образования наблюдались значительно реже.

Преимущественно озерное происхождение песков доказывается следующими данными.

1. Характер слоистости: в песках наблюдается тонкая слоистость, создаваемая чередованием прослоев более глинистых (более темных по окраске) и более песчаных (более светлых). Мощность отдельных прослоев изменяется от нескольких миллиметров до 5—7 см, реже до 10 см. Основная слоистость горизонтальная, параллельная, а на ее фоне выделяется волнистая, косая и линзовидная микрослоистость.

2. Для песков характерна однородность механического состава в вертикальном разрезе. Укрупнения материала сверху вниз или в обратном направлении не наблюдается.

3. Широкое распространение песков на всей территории независимо от геоморфологических особенностей. Они залегают как на междуречьях (с отметками до 600—800 м абсолютной высоты), так и во впадинах.

Пролювиальные, возможно дельтовые, пески вскрыты в Тугнуйской впадине несколькими оврагами, заложенными по ее южному борту, и лежат непосредственно на палеозойских породах. Например, в пределах с. Никольского, в низовьях оврага, залегают толщи песка, обнаруживающего косослоистое сложение с типом слоистости дельтового характера. Косые серии отличаются разнонаправленным падением и, согласно классификации Л. Н. Ботвинкиной (1959), принадлежат к образованиям дельтового или пролювиального генезиса. По плоскостям слоистости в них часто залегают щебнистые прослои, иногда до 1 м мощности. Следует заметить, что вклинивание щебнистых и щебнисто-глинистых продуктов разрушения коренных пород в песчаные толщи — постоянно встречающееся явление, свойственное озерным образованиям в зоне при-мыкания к коренным склонам. Можно вообще поэтому говорить о выделении присклоновой фации песчаной толщи.

Местами пески кривоярской свиты затронуты интенсивными солифлюкционными нарушениями, сингенетичными осадконакоплением.

Так, в восточной части Тугнуйской впадины, в верховьях оврага, близ с. Новоникольского, пески пролювиального или дельтового типа, лежащие в основании лёссовидных ложковых образований, имеют следующий характер:

	Мощность, м
1. Почва	0,3
2. Супесь палево-серая, тонкая лёссовидная, пористая, неслоистая, карбонатная	0,6
3. Тонкое переслаивание двух разновидностей песка: розоватого крупнозернистого, с примесью мелкого гравия, промытого и голубовато-серого, тонкозернистого, сильно глинистого. Слойки мощностью 1—3 см комбинируются в пачки с преобладанием в переслаивании той или другой разновидности. Иногда слои внутри также обнаруживают тончайшую слоистость	2,2
4. Переслаивание тех же разновидностей песков с преобладанием тонкозернистого, глинистого, голубовато-серого. Начиная от верхней трети слоя в нем резко проявляется текстура солифлюкции, выраженная в разрыве песчаных слоев, пережиме их мощностей и внедрении в нижележащие отложения. Выше их слоистость не нарушена, а вниз криогенные тектуры прослеживаются до дна оврага, на всю видимую мощность	3,4

Здесь слой 2 относится к покровным склоновым образованиям, а слои 3 и 4 принадлежат к озерным пескам кривоярской свиты.

В кровле горизонта, затронутого мерзлотой, *in situ* нами встречена нижняя челюсть носорога *Coelodonta antiquitatis* (Blum.) (определение Э. А. Вангенгейм). В литературе имеются указания на нахождение в песках кривоярской свиты фауны млекопитающих: *Coelodonta antiquitatis* и лошади (точное местонахождение не указано); *Bos primigenius* и *Equus caballus* — в кударинской террасе; *Mammuthus primigenius* у с. Никольского; *Bison prisus* — у сел. Каменск и Елань (Черский, 1878; Слодкевич, Замараев, Колосницина). К этому списку можно добавить сделанные В. Г. Гербовой находки *Equus caballus subsp?* (крупная форма), *Cervus elaphus*, *Bison sp.* (к северо-востоку от села Инкино), *Coelodonta antiquitatis*, (у с. Татаурово) — определения Э. А. Вангенгейм.

Л. В. Голубевой производился спорово-пыльцевой анализ песков и супесей обнажения Кривой Яр. Большинство образцов из нижней части разреза не содержало спор и пыльцы. В образцах верхней части разреза (рис. 58) преобладает пыльца травянистых растений. Среди последней много пыльцы сложноцветных, особенно полыни, которая в верхней супеси занимает господствующее положение. Кроме того, много пыльцы злаков и лебедовых. Встречается пыльца кустарниковой березы. Определены споры *Lycoperidium pungens*, *L. alpinum*, а также *Selaginella sibirica* — растений, наиболее характерных для тундр и альпийской области гор. Пыльцы древесных пород очень мало. Это единичные зерна сосны и березы. Только в самом верхнем образце количество пыльцы древесных пород увеличивается до 21%, но также за счет пыльцы сосны и березы. Спорово-пыльцевые спектры этой части разреза сходны, по заключению Л. В. Голубевой, со спектрами верхней толщи горы Тологой и отражают холодные климатические условия времени накопления осадков.

Пески, обнажающиеся в нижней части разреза Кривого Яра, прослеживаются вниз по течению примерно на расстояние 0,5 км. В южном конце г. Улан-Удэ они образуют обрыв высотой около 20 м. Большинство образцов из этих отложений пыльцы и спор не содержало, и только в трех, взятых на высоте 7, 9 и 10 м над урезом воды, встречена пыльца травянистых растений, преимущественно из семейства сложноцветных (много пыльцы полыни). Встречается пыльца лебедовых и разнотравья.

Еще один разрез, важный для решения вопросов о времени накопления озерной толщи, о палеогеографической обстановке этого периода, расположен на левом берегу р. Чикой, в 10 км к северо-западу от пос.

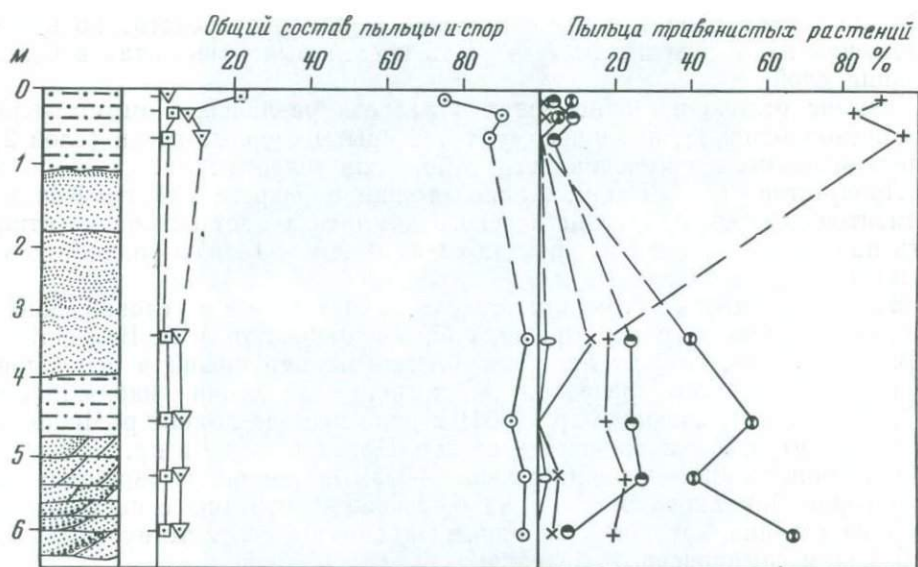


Рис. 58. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части песков обнажения Кривой Яр (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

Усть-Киран, в юго-западной части Чикой-Хилокской впадины. На этом участке долины развита 15-метровая терраса р. Чикой и пойма. Склон долины сложен коренными породами, перекрытыми песками. Последние сильно развеваются, образуя характерные формы котловин выдувания и дюны. Глубина котловин выдувания достигает 5—8 м, высота дюн и бугров измеряется 1—7 м.

Разрез рыхлых отложений (рис. 59), по наблюдениям Э. А. Вангенгейм и В. Г. Гербовой (1962), представляется в таком виде:

1. Пески золотые, желто-бурые, пылеватые, неслоистые. На глубине 0,5—0,8 м от поверхности в них развита погребенная почва с желто-бурым гумусовым и серовато-бурым иллювиальным горизонтами. Общая мощность погребенной почвы 0,5 м

Мощность, м

1,5—2,0

2. Пески серовато-желтые, мелкозернистые, глинистые. Слоистость в верхних 0,3—0,5 м очень слабо выражена, местами совсем не видна. Слойки имеют мощность от 1 до 3 см при длине до 15 см. При общем горизонтальном их положении они слабо волнистые. От вышележащих переветренных песков они отличаются более светлой окраской, хорошей промытостью и слоистостью. Ниже слоистость более заметная, напоминающая ленточную; слойки тонкие, короткие, извилисто-волнистые; подчеркиваются чередованием более темных (глинистых) и более светлых (более промытых) песчаных прослоев мощностью от нескольких миллиметров до 1—3 см. В нижней части слоя появляются гравелистые прослои до 10 см мощностью

4,0—5,0

3. Пески темно-серого цвета, тонкозернистые, глинистые, тонкослоистые

0,25

4. По ровно срезанной поверхности пески слоя 3 залегают на песках серовато-желтых, сильно глинистых, почти суглинках, содержащих неокатанную мелкую щебенку коренных пород. Отдельные участки песков имеют шоколадно-серый цвет. На всю видимую мощность пески нарушены криогенными процессами. Эти нарушения выражаются в виде вихревых заплываний, клиновидных внедрений нижних слоев в верхние и верхних в нижние, а также в их разорванности (рис. 60)

0,7

В самой верхней части слоя 4 и в слое 3 указанными авторами были найдены остатки *Camelus knoblochi* Nehr., *Poephagus* aff. *baikalensis* N. Ver., а также большое количество костей крупного зубра *Bison priscus* Woj. Очевидно, криогенные нарушения происходили во время от-

ложения песков слоя 4, вмещающих кости, или непосредственно после отложения их, в результате чего часть костей была «выжата» в более верхний слой.

Генезис отложений описываемого разреза различен. Помимо золотых песков (слой 1), по-видимому, тут вскрыты озерные пески (слой 2) и делювиальные и пролювиальные отложения (слой 3 и 4).

Присутствие в основании озерной толщи в разрезе у Устья-Кирана элементов хазарского фаунистического комплекса дает основание отнести начало ее формирования к нижней части нижнего плейстоцена (Вангенгейм, Гербова, 1962).

Весьма важным фактом для установления времени и условий накопления описанных озерных образований, как отмечают Э. А. Вангенгейм и В. Г. Гербова, служит наличие криогенных нарушений в основании слоя 3 приведенного разреза. Аналогичные явления наблюдались В. Г. Гербовой (Равский и др., 1964) в ряде мест по долине р. Чикой — у с. Маргентуй, к северо-востоку от пос. Цаган-Хуншун и др.

Указанные криогенные нарушения — самые ранние по времени на территории Западного Забайкалья и, очевидно, связаны с первой волной похолодания, которая в Западном Забайкалье соответствует начальным фазам самаровского оледенения.

Озерный режим, существовавший в перечисленных (и в других, не отмеченных здесь) впадинах Западного Забайкалья во время отложения мощных песчаных толщ, был свойствен и Байкальской впадине. Однако вследствие преемственности озерных условий на следующих

этапах развития в береговой полосе Байкала описываемая песчаная свита, по данным В. В. Ламакина, образует IV байкальскую террасу. Высота ее на разных берегах озера, благодаря дифференцированному характеру неотектонических движений, неодинакова.

На поверхности IV байкальской террасы между селами Инкино и Дубинино в ряде пунктов встречены кости, кремневые отщепы и керамика неолита, остатки кострищ, относящихся к позднему неолиту, эпохам бронзы и железа. Культурные горизонты перекрыты в отдельных местах перевейными бугристыми песками до 0,5—1 м мощности. Мощность самого культурного горизонта неясна, так как он развеван.

Верхние горизонты озерных песков неоднократно подвергались и в настоящее время подвергаются развеванию, отчего на поверхности их образуются типично дюнно- и барханоподобные формы, грядовые пес-

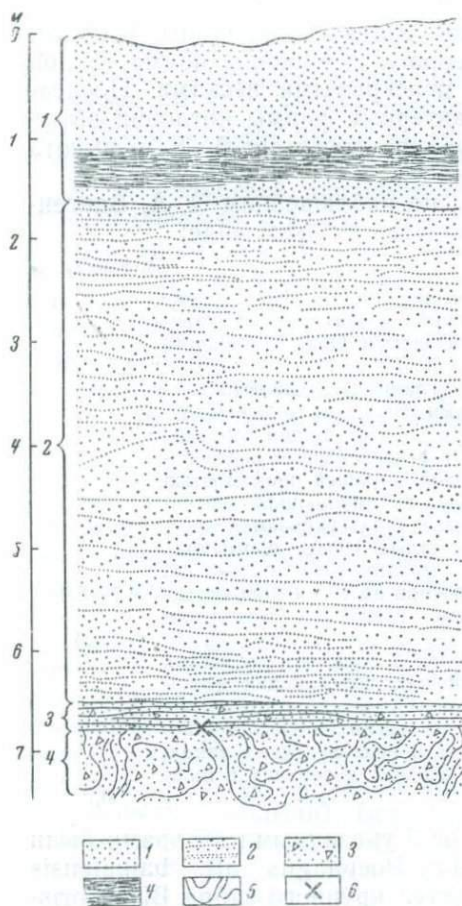


Рис. 59. Схема обнажения кривоярской свиты у пос. Усть-Киран (по Э. А. Вангенгейм и В. Г. Гербовой)

1 — песок золотой; 2 — песок озерный; 3 — песок пролювиальный; 4 — погребенная почва; 5 — криогенные нарушения; 6 — место залегания ископаемой фауны



Рис. 60. Криогенные смятия в низах кривоярской свиты в месте находок остатков млекопитающих у пос. Усть-Киран.

Фото Э. А. Вангенгейм

ки или характерные котловины выдувания. От песков кривоярской толщи их отличает приуроченность к эоловым формам рельефа и специфическая слоистость.

Приведенные данные показывают, что толща мощных песчаных накоплений образует в Селенгинской Даурии хорошо обособленный и широко развитый горизонт, четко отделяющийся от более молодых образований. Следует, однако, заметить, что нижняя ее граница не имеет строго определенного стратиграфического значения, так как в одних случаях пески преемственно отлагались начиная с конца эоплейстоцена (Базаров, 1968), а в других, более частых, — от начала плейстоцена.

К стратиграфическим аналогам кривоярской свиты следует отнести отложения верхней толщи горы Тологой. Как видно из приведенного выше описания разреза, верхней толщей наращивается верхнеэоплейстоценовая средняя толща, отделяясь от нее небольшим размывом и местами горизонтом погребенной почвы (рис. 61, см. также рис. 27). Супеси верхней толщи, включающие прослои и линзы песка и угловатого гравия, затронуты интенсивными криогенными смятиями (рис. 62), одновременными накоплению породы. Эти наблюдения позволяют высказать мнение, что смятия были вызваны похолоданием, синхронным с развитием первого в антропогене Забайкалья самаровского оледенения. Остатки млекопитающих в верхней части разреза горы Тологой не встречены, но ее палинологическая характеристика хорошо увязывается с высказанным мнением.

В верхней части горы Тологой так же, как и в средней, преобладает, как это выяснено Л. В. Голубевой (Александрова и др., 1963), пыльца недревесных растений, количество которой колеблется от 32 до 99%

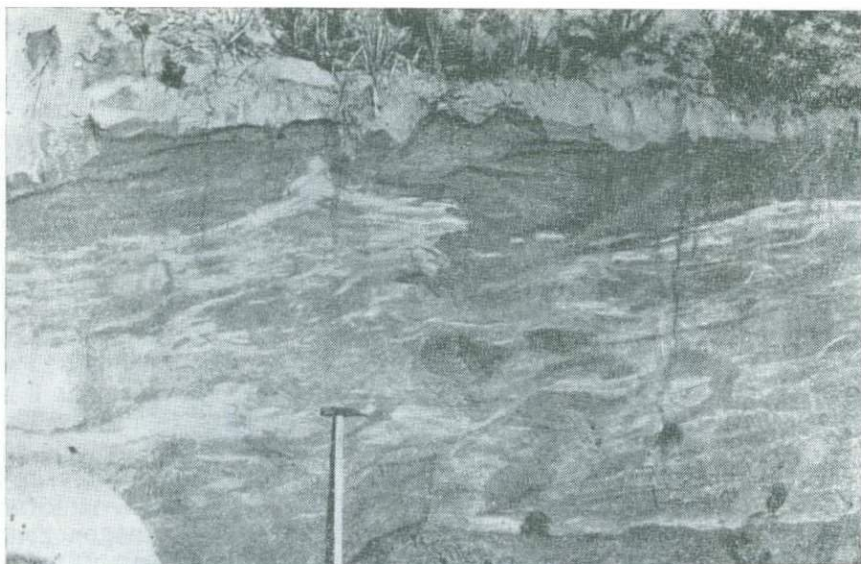


Рис. 61. Граница средней и верхней толщ горы Тологой.

Фото Э. А. Вангенгейм

(см. рис. 28). В ее составе господствуют ксерофиты: полынь, лебедовые, встречается эфедра, много злаков и сложноцветных. Но в отличие от спорово-пыльцевых спектров средней толщи здесь присутствует пыльца кустарниковой березки (*Betula sec. Nanae*) и споры плаунов, в частности *Lycopodium alpinum*.

Количество пыльцы древесных пород в нижней части толщи составляет 42—48%, а в верхней уменьшается до 1—15%. Древесные породы представлены в основном березой, причем вначале встречается *Betula sec. Albae*, а выше по разрезу *Betula sp.*, которая имеет общие черты с пыльцой как древесных, так и кустарниковых форм. Возможно, это были какие-нибудь угнетенные виды древовидных берез, а может быть, и кустарники. Кроме березы, отмечена единично пыльца сосны, сибирского кедра, ольхи, ивы. Пыльца широколиственных пород отсутствует.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры верхней части горы Тологой показывают широкое распространение безлесных ландшафтов. Присутствие в значительном количестве ксерофитов, а также появление тундровых растений свидетельствует о развитии своеобразных перигляциальных фитоценозов типа холодных степей.

Верхний плейстоцен. К верхнему плейстоцену в долине р. Селенги относятся аллювиальные образования I и II надпойменных террас, а также широкий комплекс покровных склоновых и овражных отложений.

Аллювиальные отложения. Речные террасы Западного Забайкалья изучались Н. В. Думитрашко (1940), В. Н. Олюнным и др. (1961). Н. В. Думитрашко выделяла в долине р. Селенги 10 террас. Это число, как показывают наши наблюдения, сильно завышено. Видимо, к верхним террасам ошибочно отнесли разновысотные уровни аккумуляции, образованные озерными и озерно-речными песками, и структурные уступы, не имеющие прямого отношения к эрозионной деятельности реки.

Надпойменные террасы, как уже отмечалось, слабо развиты в долине р. Селенги. В пределах ее расширений, совпадающих в общем с молодыми тектоническими впадинами, все доголоценовые аллювиальные образования погружены под урез воды и недоступны непосредственному

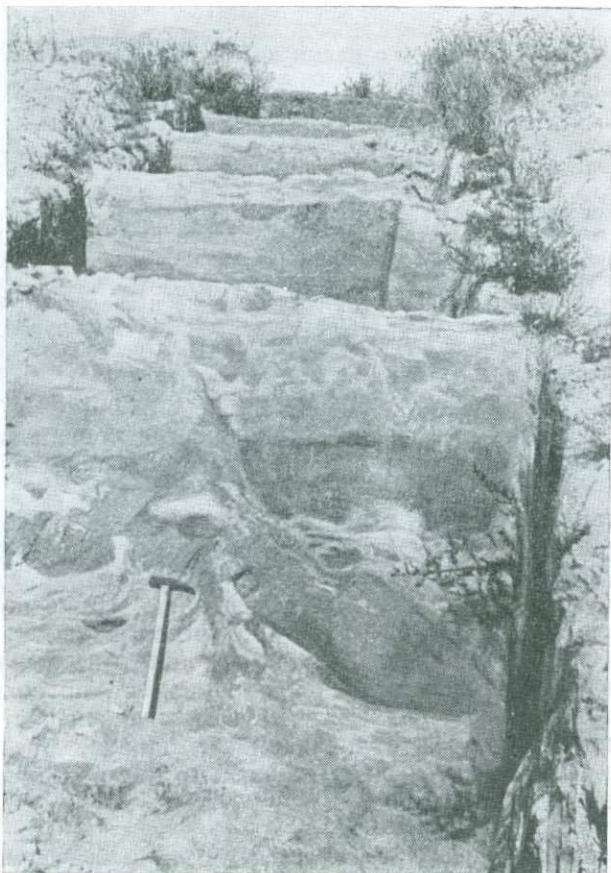


Рис. 62. Криогенная текстура верхней толщи горы Тологой.

Фото Э. А. Вангенгейм

наблюдению. В суженных отрезках долины условия для образования террас вообще неблагоприятны и здесь они встречаются сравнительно небольшими по протяженности и ширине участками. Имеющиеся у нас данные позволяют говорить о двух надпойменных террасах с высотами соответственно в 15—20 и 6—10 м над меженным уровнем воды.

Террасы р. Селенги. Вторая надпойменная (15—20 м) терраса наблюдалась в сужении долины реки у дер. Кибалино и в пределах г. Улан-Удэ.

У г. Улан-Удэ ширина террасы 0,5—1 км. На ней расположены улицы Пристанская, Партизанская, высокие части ул. Ленина. Разрез ее хорошо виден у моста через р. Селенгу.

Приводим его описание по данным В. Г. Гербовой (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Галечник с крупнозернистым гравелистым песком. Состав галек: граниты, гнейсы, кварциты, кварц, часты гальки основных пород. Окатанность обломочного материала плохая или средняя, хорошо окатанные гальки редки. Преобладающие размеры галек 1—2 см, наряду с этим встречаются обломки до 20 см в диаметре. Внутри слоя включены линзы крупнозернистого песка до 0,2 м. В галечнике хорошо видна косая слоистость со слабым наклоном галек до 10° на юг. Мощность песчаных и галечных прослоев колеблется от 7 до 20 см	0,8
2. Галечник с более мелкими гальками и обломками пород. В песках преобладают крупнозернистые разности мощностью 15—30 см. Хорошо видна слабонаклонная и косая слоистость	0,6

3. Песок с крупными обломками (20—25 см) гранитов и других пород	0,4
4. Галечник мелкий и средний с малым количеством песка. Преобладающий размер галек 2—3 см. Внутри слоя хорошо видна невыдержанная горизонтальная, линзовидная и косая слоистость. Она подчеркивается сортировкой галечника по крупности и распределением щебня уплощенными сторонами по слоистости	1,0
5. Ниже продолжается тот же горизонт, но с большим числом прослоев и линз песка мощностью до 15—20 см. В этом слое преобладает горизонтальная слоистость	1,0
6. Линза песка темно-желтого гравелистого, глинистого. В песке видна горизонтальная и косая слоистость. Видимая длина линзы 3 м	0,7
7. Мелкий валунник и галечник, перемежающийся с песком. По составу в нем преобладают граниты. Мощность прослоев песка и валунов от 3—5 до 30—40 см, преобладающие размеры валунов и галек 7—12 см. В распределении обломков видна подчиненность слоистости. Окатанность галек средняя. Вся толща рыхлая, песчаный аллювий часто имеет белесый цвет за счет карбонатизации, прослеживаемой на разных глубинах	3,0

Метрах в ста вниз по течению продолжается уровень той же террасы, но в основании ее выходят слабо дезинтегрированные конгломераты мелового или третичного возраста (так называемая сотниковская свита). Они составляют цоколь террасы, высотой 6—7 м. В этой валунной толще преобладают граниты, гнейсы, сиениты, метаморфические сланцы. Вся толща выветрелая, местами до мучнистого состояния, сильно оже-лезнена, но кое-где имеет крепкую цементацию. Ниже по течению цо-коль поднят еще выше (до 12—13 м над урезом воды).

II терраса р. Селенги ниже г. Улан-Удэ нигде не выражена. Выше города аллювий II террасы встречен в ряде мест, но сохранность его плохая. Лишь на правом берегу Селенги, у средней части с. Кибалино, наблюдался его разрез, отличающийся, однако, от приведенного. В эрозионной рывтине здесь вскрыта средняя часть разреза II террасы (сокращенное описание сверху):

Мощность, м

1. Песок желтовато-серый, среднезернистый с примесью крупного, рыхлый, промытый, тонкослоистый	2,4
2. Песок темно-серый, тонкозернистый, глинистый, однородный, с линзами светлого промытого песка, с четкой нижней границей	0,1
3. Песок среднезернистый, рыхлый, промытый	1,1
4. Тонкое переслаивание суглинка темно-серого с песком светло-желтым. Слойки достигают толщины 1 см	0,4
5. Гравий мелкий, хорошо окатанный, промытый	0,1
6. Песок желто-серый, среднезернистый, рыхлый, промытый, косослоистый, со слоями гравия и тонкой серой глины	0,25
7. Тонкое переслаивание песка светло-серого, мелкозернистого, глинистого и глины светло-серой тонкой. Мощность слоев до 2—3 см. Весь слой чрезвычайно интенсивно деформирован криогенными процессами	1,0
8. Переслаивание песка светло-серого, мелкозернистого промытого и песка более темного, тонкозернистого, глинистого. Встречаются прослои мелкого, рыхлого гравия. Нарушения, отмеченные в слое 7, здесь менее интенсивные, а на глубине 0,4—0,5 м от кровли они затухают	0,65 (видимая)

В верхней части террасы, от слоя 1 до бровки, прослеживаются плохо обнаженные пески. Общая мощность аллювиальной толщи террасы и наличие в ее верхах криогенных деформаций (рис. 63) позволяют отнести эту ее часть к перигляциальной разновидности аллювия.

I надпойменная терраса р. Селенги имеет высоту 6—12 м над меженим уровнем воды. Эта терраса прослеживается, судя по наблюдениям В. Г. Гербовой, на широтном отрезке долины р. Селенги (между ст. Темлюй и ст. Татаурово). Здесь ее ширина до 3—5 км. В виде ровной поверхности она протягивается от русла до самых подножий Хамар-Дабана. На ней расположено большинство населенных пунктов и проходит железная дорога.

На отрезке Селенги, где река пересекает хребет Хамар-Дабан (между Татаурово и г. Улан-Удэ), I терраса представлена лишь отдельными



Рис. 63. Криостатические смятия в толще аллювия II террасы р. Селенги. Разрез у с. Кибалино

фрагментами. На этом участке местами меняется высота, мощность аллювия и характер отложений террасы.

Весьма своеобразное строение имеет аллювиальная толща террасы у с. Ошурково, где с ней связана палеолитическая стоянка. Этот разрез мы рассматриваем в следующей главе.

К отложениям конца нижнего и к верхнему плейстоцену (нашей схемы) необходимо отнести мощные накопления галечников под руслом р. Селенги. Эти отложения выявлены лишь в недавнее время при изучении гидроэнергетических ресурсов р. Селенги. Буровыми скважинами, заложенными на днище долины на всем ее протяжении от государственной границы до устья, было установлено, что под аллювиальными образованиями русла и поймы залегает мощная толща галечников и гравелистых песков. Сеть пробуренных скважин и станций геофизических наблюдений к настоящему времени не столь густа, чтобы можно было на основании этих сведений составить обоснованное представление о контурах участков распространения галечников. Но с учетом геоморфологических данных можно полагать, что их площади совпадают в общем с теми четковидными расширениями долины, которые были отмечены при общей характеристике рельефа Забайкалья. Галечники выклиниваются или резко сокращаются в мощности на суженных участках долины.

Данные геологической документации бурения, сообщенные Г. Ф. Кузнецовым в 1958 г., и наши собственные описания разрезов по кернам некоторых буровых скважин экспедиции Института Гидроэнергопроекта позволяют установить, что под руслом Селенги залегает довольно однородная толща, образованная галечно-валунными накоплениями, связанными песком и гравием.

В составе крупнообломочного материала господствуют гранитоиды, кварциты, кварцитовидные песчаники, гнейсы, кристаллические сланцы, базальты. С глубиной размеры валунов и гальки послойно неоднократно меняются, сообщая всей толще хорошо слоистый облик. В основном гальки крупные — 5—10 см в диаметре, хорошо окатанные, округлой и

яйцевидной формы. Вниз размеры галек постепенно возрастают, появляются валуны. Галечник и валунник сцементированы рыхлым, промытым серым, разномзернистым, преимущественно крупным, гравелистым песком.

Выявленная мощность галечников колеблется в пределах от 10 до 115 м, а возможно, и более, так как не все скважины достигали подошвы этих отложений. Коренное ложе галечников образовано древнейшими протерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями.

Галечную толщу, погруженную под уровень Селенги, мы считаем ее аллювиальным образованием на основании следующих фактов. В пространственном расположении галечная толща строго следует направлению Селенги и вне пределов ее долины не прослежена: многочисленные буровые скважины, пройденные в соседних впадинах, подобных отложений не обнаружили. Галечники в общей массе хорошо окатаны, причем тип обработки обломков присущ только речному руслу. Весьма характерен материал, выполняющий промежуток между крупными обломками,— рыхлый, промытый, гравелистый песок. Все это не оставляет сомнения, что галечная толща представляет собой русловую фацию аллювия Селенги, в которой отдельные горизонты констративно наложены один на другой. Однако то обстоятельство, что ложе коренных пород в основании галечников не имеет единообразного уклона, а образует замкнутые впадины, позволяет прийти к заключению о неэрозионном их происхождении. Большие мощности галечников наводят на мысль о прогибании вмещающих впадин синхронно осадконакоплению, т. е., как мы полагаем, в конце нижнего и в верхнем плейстоцене. Наложение этих новейших впадин на древние структуры свидетельствует об активной тектонической жизни Забайкалья в новейшее время.

О геологическом возрасте этой галечной толщи можно судить лишь на основании косвенных данных — по ее пространственному соотношению с аллювиальными отложениями,— выраженных в рельефе надпойменных террас. К этому вопросу мы вернемся в стратиграфическом очерке.

Террасы р. Чикой. В долинах крупных притоков р. Селенги надпойменные террасы образуют более полный комплекс. В долине р. Чикой они исследовались В. Г. Гербовой (Вангенгейм и Гербова, 1962; Равский и др., 1964). Здесь ею установлено развитие четырех террас (рис. 64). Наиболее высокая из них, аллювиальная, или, точнее, аллювиально-пролювиальная,— терраса высотой 20—25 м. Во многих местах отмечается ее прислонение к пескам кривоярской свиты. Приведем описанный В. Г. Гербовой разрез, наблюдавшийся еще в оврагах между сс. Гремячка и Красный Чикой:

	Мощность, м
1. Песок мелкозернистый и среднезернистый, полимиктовый, слоистый, отчетливо слоистый. Слоистость горизонтальная и наклонная. Мощность слоев от нескольких сантиметров до 0,2—0,3 м. По слоистости видно слабое ожелезнение	4,5—6,5
2. Галечно-обломочная толща, отчетливо слоистая с горизонтальными и наклонными к долине р. Чикой слоями. Местами наклон достигает 30°. Обломочный материал по составу преимущественно гранитный, но есть примесь эффузивных пород. Окатанность обломков очень слабая. В толще четко выделяются прослой крупнозернистого промытого песка с обломками гранитов и песка мелкозернистого без обломков. Мощность прослоев от 0,2—0,4 до 1,5 м. По слоистости мелкозернистые пески ожелезнены	12,0—13,0
3. Обломочная толща, отчетливо слоистая, в составе обломков преобладают граниты; цементом является крупнозернистый промытый ожелезненный песок. Эти пески с обломками образуют правильное переслаивание с тонкозернистыми глинистыми песками. Мощность последних 0,3 м. Грубый песок с обломками и галькой имеет мощность слоев 0,3—0,4 м. Вся толща ожелезнена	2,5 3,5
4. Гранит, являющийся цоколем террасы	(видимая)

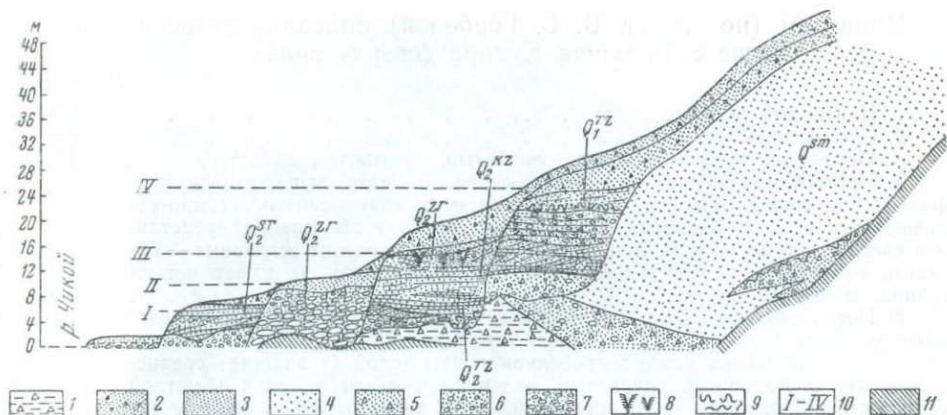


Рис. 64. Сводная схема террас долины р. Чикой (по В. Г. Гербовой)

1 — глина со щебнем; 2 — супесь со щебнем; 3 — песок аллювиальный; 4 — песок озерный; 5 — песок со щебнем; 6 — песок с галькой и щебнем; 7 — валунно-гальчатые отложения; 8 — псевдоморфозы по ледяным клиньям; 9 — криогенные смятия; 10 — надпойменные террасы; 11 — коренные породы

Из описанного разреза аллювия были взяты образцы на спорово-пыльцевой анализ. По данным Л. В. Голубевой, он показал преобладание пыльцы кустарников и травянистых растений, представленных в основном полянками и в значительной степени злаками и разнотравьем. В верхней части разреза содержится до 18% пыльцы кустарниковой березки. Пыльцы древесных пород немного, в основном это единичные зерна березы и ольхи. Состав пыльцы показывает, что аллювиальные отложения формировались при наличии безлесных ландшафтов, в условиях довольно холодного климата.

В конусах выносов оврагов, прорезающих террасу на описываемом участке, были собраны кости *Coelodonta antiquitatis* (Blum.). Разрез этой же террасы хорошо обнажен в верховьях оврага, расположенного к северу от заимки Береговая.

В обнажении у пос. Цаган-Хуншун В. Г. Гербова наблюдала в аллювии IV террасы на глубине около 3—4 м от поверхности горизонт песков мощностью до 1 м, сильно нарушенный криогенными процессами.

Геологический возраст аллювиальных отложений IV террасы определяется их положением между более древними и более молодыми отложениями. Как указывалось выше, IV терраса вложена в нижнеплейстоценовые озерные образования, отвечающие времени самаровского оледенения, а к ней прислоняются палеонтологически охарактеризованные аллювиальные отложения верхнего плейстоцена. Состав спорово-пыльцевых спектров из аллювия IV террасы свидетельствует о холодных условиях и о распространении перигляциальных ландшафтов. О холодном, перигляциальном климате можно судить также по криогенным нарушениям, наблюдавшимся в верхах аллювия террасы (например, в разрезе у Цаган-Хуншуна). Следовательно, образование аллювия IV террасы можно отнести скорее всего ко времени тазовского оледенения.

К верхнему плейстоцену относится аллювий всех более низких надпойменных террас р. Чикой, начиная с третьей.

III надпойменная терраса р. Чикой имеет высоту порядка 15—18 м. На участках долины, приуроченных к впадинам, эта терраса целиком аккумулятивная, в пределах суженных отрезков — цокольная. В последнем случае мощность аллювиальных отложений заметно сокращается. Цоколем террасы служат коренные породы и красно-бурые глины коры выветривания.

Приведем (по записи В. Г. Гербовой) описание строения аллювия III террасы выше с. Большая Кудара (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Навейный песок	0,5
2. Современная почва	0,4
3. Песок светло-желтый, среднезернистый, промытый, слоистый	1,0
4. Погребенная почва коричневато-серая, с четко выраженным профилем: гумусовый горизонт близок по цвету к современному (темно-коричневый), но более мощный — 0,3—0,4 м; горизонт вымывания представлен светло-желтым песком, мощностью 0,2—0,4 м; горизонт вымывания — бесыый, отличается неправильными пятнами и затеками, не имеет четких границ, мощность его 0,2 м	0,9
5. Песок светло-желтый, однородный, выделение в нем прослоев основано на различиях в характере слоистости и других текстурных особенностях. Непосредственно ниже погребенной почвы (слой 4) залегает среднезернистый, обогащенный глинистым материалом песок с едва заметной слоистостью. Мощность этого прослоя 0,5 м. С глубины 3,6—4 м залегают гравелистые пески мощностью 0,5 м с четко выраженной горизонтальной, волнистой и вогнуто-выпуклой слоистостью, мощность отдельных слоев 3—4 см	1,0
6. Песок мелко- и среднезернистый со слабоволнистой и горизонтальной слоистостью. Слойки тонкие, по 1—3 см мощности, одни из них более глинистые и темные, другие более светлые и песчаные	1,3
7. Тот же песок, но слоистость более четкая, напоминающая ленточную. По слоистости наблюдается слабое обохривание	0,4
8. Песок среднезернистый и мелкозернистый с менее четкой слоистостью, аналогичный слою 6. Общая слоистость наклонная и горизонтальная	1,0
9. Тот же песок с четкой горизонтальной и волнистой слоистостью. Выделяются слои глинистые и песчаные, мощностью 1—2 см	1,3
10. Песок среднезернистый, гравелистый, хорошо промытый, с четкой слоистостью. Слойки глинистые, песчаные и гравелистые, мощность от 1 до 5—7 см. Слоистость наклонная и горизонтальная. В нижней части выделяется линза среднезернистых гравелистых песков с четкой слоистостью; мощность отдельных слоев в ней до 1 см. Мощность всей линзы — 0,5 м, длина — 4 м	2,5
11. Тот же среднезернистый песок с хорошо выраженной горизонтальной и слабонаклонной слоистостью, но с большим числом глинистых слоев	0,6
12. Песок среднезернистый, с хорошо заметной слоистостью. Мощность прослоев от 1—2 до 7—10 см (крупнозернистые разности образуют более мощные прослои)	2,0
13. Галечник. Галька из пород разнообразного состава: кварца, темных эффузивов, гранитов, кварцитов. Окатанность галек хорошая, размеры — до 3—7 см в диаметре. Цементом служит крупнозернистый песок	1,5

(видимая)

Спорово-пыльцевой анализ аллювия у с. Большая Кудара, выполненный Л. В. Голубевой, показал, что во время отложения средней части аллювиальных песков существовали лесостепные ландшафты с обилием в растительном покрове сложноцветных, но особенно полыни, лебедовых и злаков. По долинам были распространены редколесья из сосны, березы с примесью широколиственных пород — дуба, липы, вяза. В образце, взятом в нижней части аллювиальной толщи на глубине 13 м, на границе с галечником встречена пыльца кустарниковой березы. Пыльца широколиственных пород здесь отсутствует.

В ряде разрезов III террасы в основании аллювия В. Г. Гербова наблюдала криогенные текстуры.

Из разреза верхней части аллювия III террасы в устье р. Горхо (рис. 65) были взяты образцы для спорово-пыльцевого анализа. Судя по спорово-пыльцевым спектрам (рис. 66), во время формирования верхней части аллювия террасы существовали безлесные перигляциальные ландшафты с обилием в растительном покрове ксерофитов; присутствовали кустарниковая березка, плауны (*Lycopodium selago*, *L. complanatum*, *L. alpinum*) и плаунки (*Selaginella sanguinolenta*, *S. sibirica*).

Из приведенных разрезов III террасы видно, что формирование ее продолжалось длительное время, охватившее холодную эпоху, затем теплую и снова холодную. Мы сопоставляем их с тазовским оледенени-

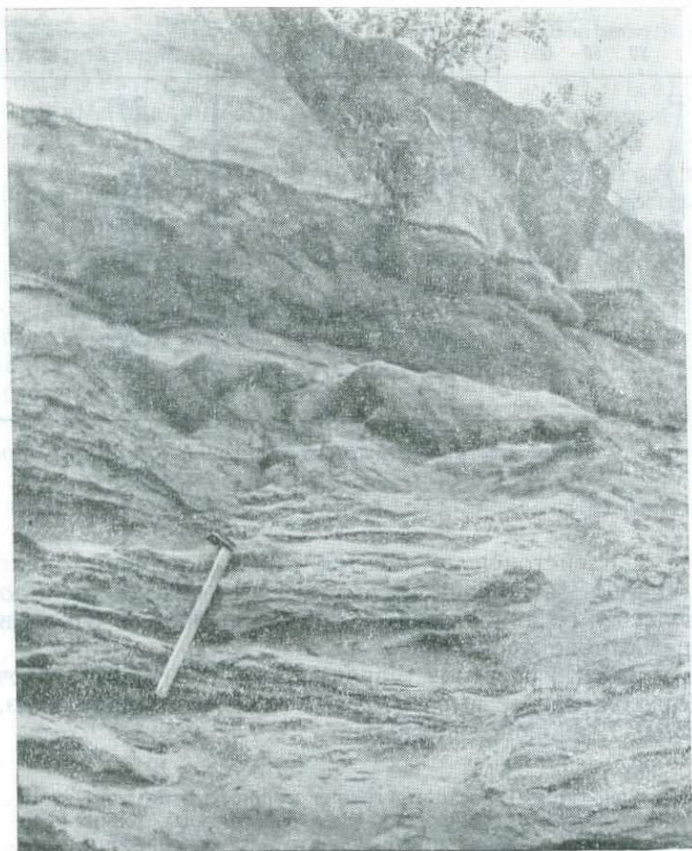


Рис. 65. Перигляциальный аллювий III террасы р. Чикой в разрезе у устья р. Горхо

ем, казанцевским межледниковьем и зырянским оледенением. Возраст террасы может определяться также из положения ее в долине Чикоя.

II надпойменная терраса р. Чикой имеет высоту 10—12 м. Строение ее весьма своеобразно. В отличие от III террасы она сложена всюду валунно-галечным материалом (рис. 67). Учитывая, что II терраса р. Чикой развита преимущественно в верхнем участке долины, и принимая во внимание грубообломочный состав ее аллювия, В. Г. Гербова предположила, что материалом для образования последнего послужили моренные и флювиогляциальные отложения, сносившиеся с ближайших гольцов, откуда стекает большинство притоков верхнего Чикоя.

В статье Е. И. Корнутовой (1961) имеется указание на непосредственный переход моренных образований, развитых в верховьях долины р. Чикокона (притока р. Чикой), в аллювий II террасы этой реки. Строение описанной выше террасы, по наблюдениям В. Г. Гербовой, вполне увязывается с данными Е. И. Корнутовой. Но возраст аллювия этой террасы, равно как и соответствующих моренных образований, определенный Е. И. Корнутовой как конец среднего (или, по нашей схеме, нижнего) и начало верхнего плейстоцена, как нам кажется, занижен ею. Исходя из соотношений II террасы с более высокими и более низкими террасами, а также и с ледниковыми образованиями, ее следует считать верхнеплейстоценовой (зырянской).

Таким образом, приходится считать, что в зырянское время происходило накопление верхов аллювия III террасы и всей толщи II террасы.

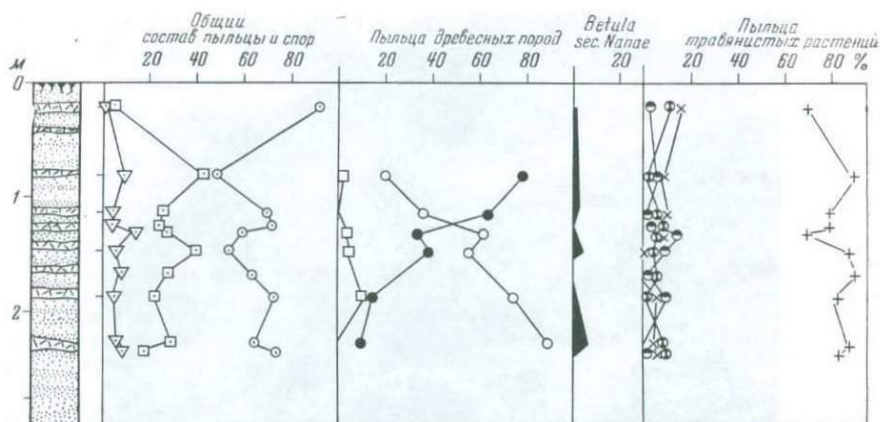


Рис. 66. Спорово-пыльцевая диаграмма рыхлых отложений в долине р. Чикой у устья р. Горхо (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

К верхнему плейстоцену относится также аллювий I надпойменной террасы р. Чикой. Эта терраса имеет высоту 4—6 м, местами до 7 м. Сложена она супесью, суглинками, песками и галечником. Строение ее можно наблюдать в ряде мест.

Один из типичных разрезов террасы находится у юго-восточного конца дер. Шарагол, где ее высота 6,5—7 м. Здесь сверху вниз, судя по описанию В. Г. Гербовой, залегают:

	Мощность, м
1. Супесь темно-серая, с прослоями гравия мощностью 3—5 см	1
2. Почва погребенная, сформированная на светло-серых тонких супесях. Ее гумусированный горизонт имеет мощность 0,2 м, горизонт вымывания — 0,15 м	0,35
3. Гравий и галька, заключенные в крупнозернистом, сравнительно промытом песке. Слой четко выражен по всему уступу террасы, несколько меняясь в мощности	0,3
4. Песок мелкозернистый, глинистый, с темными прослоями суглинков. Мощность прослоев 2—10 см. Взаимопереход одних прослоев в другие очень постепенный, поэтому граница между прослоями нечеткая. Основная слоистость толщи горизонтальная и слабонаклонная. В ряде прослоев темного суглинка видны частые белесые вкрапления (возможно, это разложившиеся раковины моллюсков)	2,0
5. Песок среднезернистый, промытый, с неровными нижней и верхней границами	0,10—0,15
6. Переослаивание суглинков и песков. Преобладают суглинки как по количеству прослоев, так и по их мощности. Слоистость наклонная и горизонтальная, с неровными границами прослоев. Отдельные слои суглинков обогащены растительным детритом. В низах слоя имеются прослойки сизых илестых песков мощностью 0,3 м, которые пятнами перемежаются с промытыми песками	1,8
7. Песок серый, среднезернистый, слабо обохренный, влажный, хорошо промытый; содержит прослойки суглинка	0,4
8. Песок светло-серый, более крупнозернистый, хорошо промытый; в нижней части слоя обогащен галькой	0,5

(видимая до уреза реки)

Возраст I террасы определяется на основании того, что супеси, составляющие ее перигляциальный аллювий, сочленяются с покровными супесчаными образованиями склонов и междуречий, где в них во многих местах была найдена фауна грызунов, относимых И. М. Громовым к верхнему плейстоцену. Лёссовидный облик супесей свидетельствует о ледниковых условиях их накопления. О холодном климате во время формирования этой террасы можно заключить и по спорово-пыльцевым данным (рис. 68). Скрытая часть аллювия террасы, лежащая ниже уреза реки, возможно, относится к каргинскому времени.

К голоцену относятся современные образования, из которых упомянем аллювиальные отложения высокой поймы. Спорово-пыльцевая характеристика приведена на рис. 69.

Покровные (склоновые и пролювиальные) отложения. Межгорные впадины Забайкалья, не заполнявшиеся в плейстоцене озерными водами, служили в течение продолжительного времени местом аккумуляции грубообломочного материала; к их числу следует отнести Гусиноозерскую, Тугнуйскую и некоторые другие. Господствующий тип осадков в этих впадинах — пролювиальные отложения, образованные слабо оглаженным щебнем, сцементированным песчано-глинистой, слабо сортированной породой.

Условия залегания этих отложений в восточной части Тугнуйской впадины показаны на геологическом профиле, построенном на основе использования данных бурения и кернового материала Бурятского геологического управления (рис. 70).

В Гусиноозерской впадине пролювиальные шлейфы обрамляют все ее склоны и спускаются в ряде мест непосредственно к зеркалу озера. Строение пролювиальных шлейфов и состав слагающих их пород наблюдались в ряде обнажений и горных выработок. На восточном борту

Рис. 67. Схема строения аллювия II надпойменной террасы р. Чикой выше устья р. Бобровой

1 — песок; 2 — галечно-валунная толща

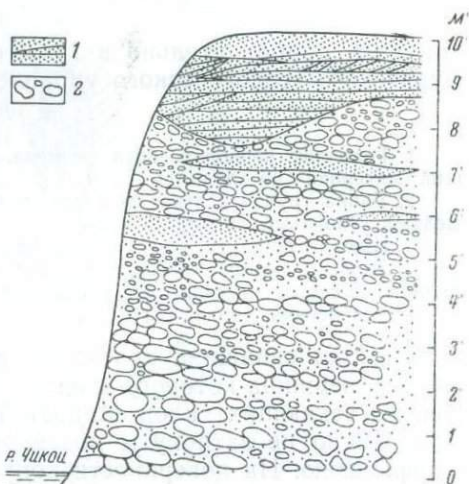
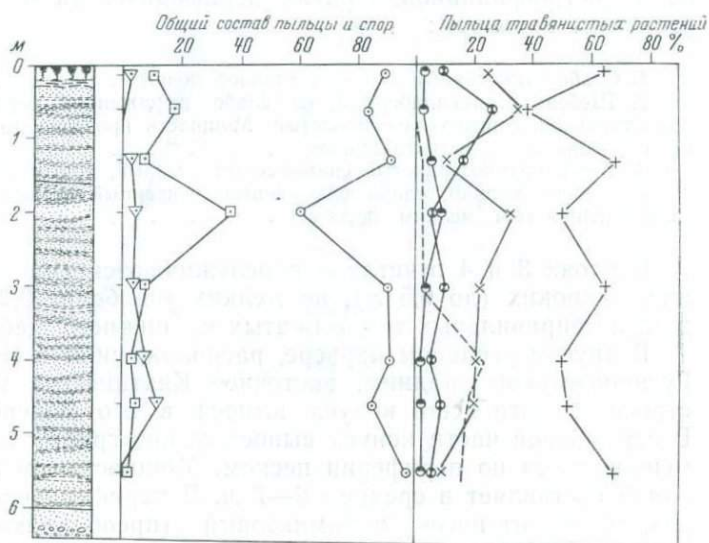


Рис. 68. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений I надпойменной террасы р. Чикой у дер. Шарагол (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3



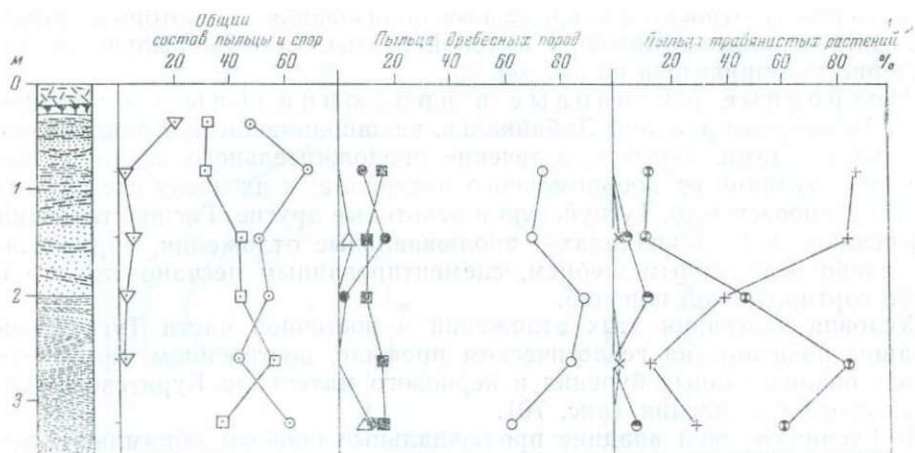


Рис. 69. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений высокой поймы р. Чикой у с. Большаково (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

впадины, приблизительно в 1 км от берега озера, буровой скважиной Бурятского геологического управления вскрыто (описание по керну):

	Мощность, м
1. Галечник разнообразного размера, плохо окатанный (цементирующий материал не поднят)	0,8
2. Глина грубая зеленовато-серая, неясно тонкослоистая, включающая мелкий угловатый гравий и песок	1,2
3. Щебень крупный, слабо оглаженный	3,0
4. Щебень мелкий, плохо окатанный с промежутками, выполненными зеленовато-серым песчанистым суглинком	3,6
5. Угленосная свита (Сг ₁)	

Буровая скважина заложена на огромном распластанном конусе выноса, вершина которого входит в эрозионную ложбину одного из оврагов, пересекающих склон Моностойского хребта. Падь и конус выноса совершенно не затронуты новой эрозией и сохранили первоначальную морфологию. На поверхности конуса лежит много крупных слабо сглаженных валунов и щебня, частично обработанных ветром и имеющих облик ветрогранников. Правая периферическая часть конуса вскрыта угольным карьером:

	Мощность, м
1. Слабо выраженный горизонт степной почвы	0,3
2. Щебень разнокалиберный, со слабо выраженной сортировкой и ориентировкой, горизонтальнослоистый. Мощность прослоев до 20—30 см. Среди щебня много ветрогранников	1,0
3. Песок крупнозернистый светло-серый, рыхлый, промытый, слоистый	0,5
4. Щебень мелкий, слабо оглаженный, связанный серовато-охристым сильно глинистым мелким песком	0,5

В слоях 3 и 4 отчетливо прослеживаются криогенные нарушения в виде широких (до 0,5 м), но мелких (не более 0,2—0,3 м) грунтовых жил и неправильных тел, выхваченных из нижнего щебеночника (рис. 71).

В другом угольном карьере, расположенном в северной оконечности Гусиноозерской впадины, восточнее Кяхтинского тракта, вскрывается строение почти всего конуса выноса в его поперечном направлении. В стрежневой части конуса выноса лежит грубый слоистый гравий, замещающийся по периферии песком. Мощность пролювиальных образований составляет в среднем 6—7 м. В периферической песчаной фации разреза лежит песок полимиктовый (преобладают полевые шпаты, кварц, обломки горных пород), разномиктовый пылеватый, слабо гли-

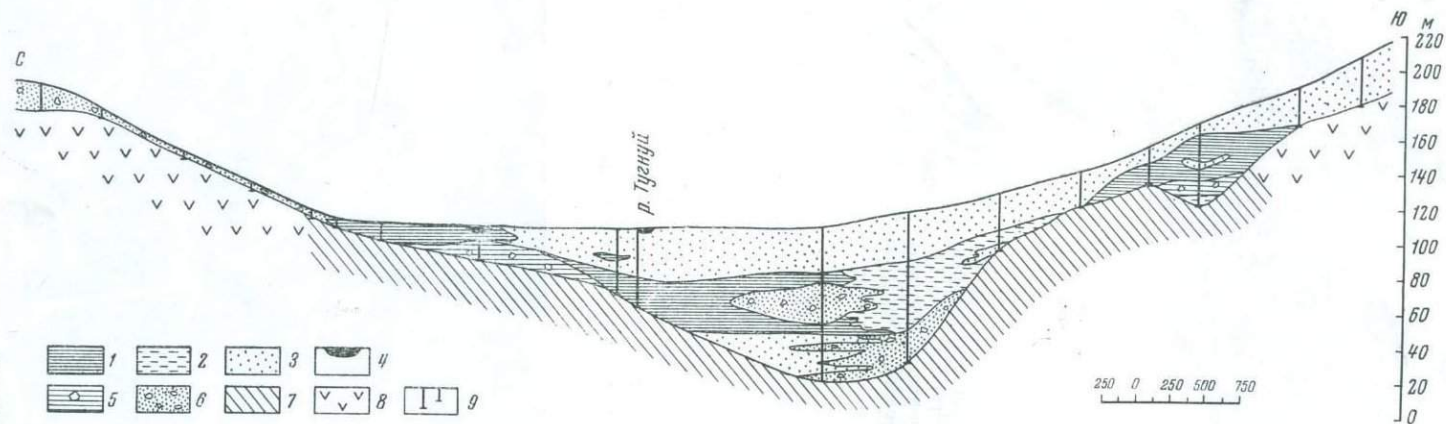


Рис. 70. Геологический разрез через восточную часть Тугундуйской впадины (по данным Бурятского Геологического Управления)

1 — глина; 2 — суглинок; 3 — песок; 4 — торф; 5 — щебень в суглинном цементе; 6 — щебень в песчаном цементе; 7 — угленосные породы мезозоя; 8 — доломитовые породы; 9 — буровые скважины

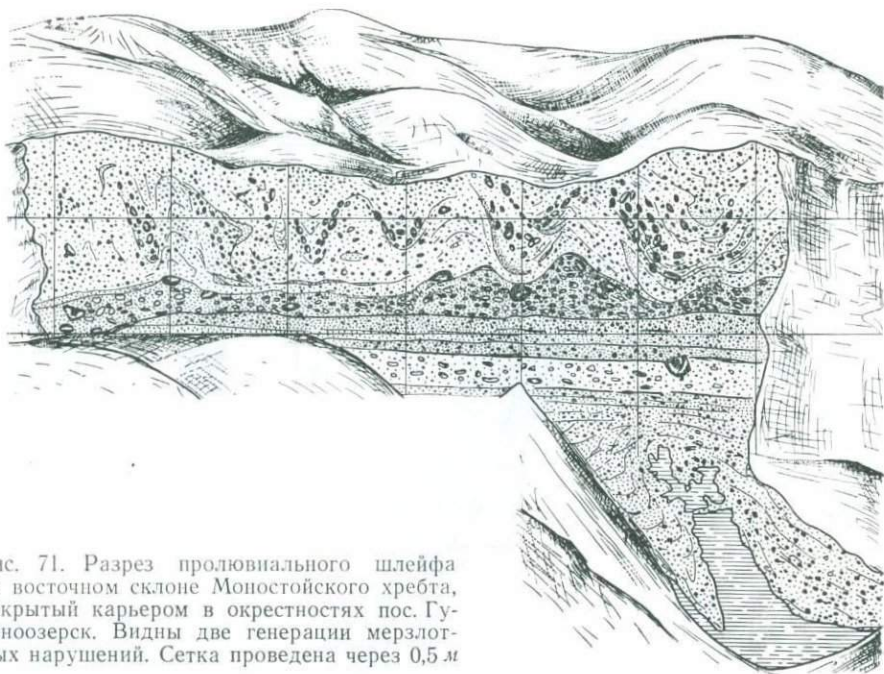


Рис. 71. Разрез пролювиального шлейфа на восточном склоне Моностойского хребта, вскрытый карьером в окрестностях пос. Гусиноозерск. Видны две генерации мерзлотных нарушений. Сетка проведена через 0,5 м

нистый, слоистый. Слоистость создается чередованием более грубой и лучше промытой разновидности, с гравием светло-серого цвета и песка более тонкого по механическому составу (средне- и мелкозернистого), серовато-бурого, глинистого. Первая разновидность преобладает, в особенности внизу. Слойки обеих разновидностей варьируют по мощности (от 1 до 5 см) и иногда замещаются один другим по простиранию. Благодаря включению материала углистых аргиллитов, видно, что они иногда расщепляются, создавая текстуру «конской гривы».



Рис. 72. Криостатические нарушения в отложениях пролювиального шлейфа юго-восточного борта Гусиноозерской впадины у дер. Арбузово

В толщу песка из стрежневой части тела конуса выноса заходят окончания линз мелкого щебня. По направлению склона, т. е. вдоль конуса, мощность пролювиальных образований последовательно сокращается за счет поднятия кровли мезозойских пород.

В разрезах некоторых пролювиальных шлейфов Гусиноозерской впадины отмечаются сингенетичные их отложению криогенные нарушения.

Особенно четко они видны у дер. Арбузово (рис. 72). Столь же широко распространены покровные образования разного происхождения, состава и возраста. Среди них встречаются как относительно тонкие песчано-глинистые, так и щебнисто-глыбовые накопления. Последние наиболее полно наблюдались в карьере у жел.-дор. станции Селендума, срезающем нижнюю часть левого коренного склона р. Селенги. Кровля вскрываемой толщи располагается на уровне 8—10 м над урезом реки.

Мощность, м

1. Почва степная, плохо выраженная	0,2
2. Песок мелкий бурый	0,5
3. Погребенная почва степная с хорошо выраженным гумусным горизонтом скопления карбонатов	0,4
4. Песок желтовато-серый, внизу слоистый с включениями мелкой щебенки, которая в отдельных местах обособляется в прослон, цепочки и гнезда, интенсивно карбонатизированные	0,7
5. Глыбовый горизонт из сравнительно крупных, но однородных по размеру остроугольных обломков, размерами 10—20 см в поперечнике. Связующая масса образована палево-серым глинистым непромытым песком. Какая-либо сортировка и ориентировка обломочного материала отсутствует	1,0
6. Песок мелкозернистый, глинистый с мелкой дресвой, слоистый за счет некоторого изменения механического состава и окраски. Слойки имеют мощность 0,5 см	1,4 (видимая)

Верхняя часть разреза, включая верхи глыбового горизонта, криотурбирована.

В подошве глыбового горизонта и в верхах песка слоя 6 среди собранных нами остатков грызунов И. М. Громов определил *Marmota* sp., *Citellus* (ex subg. *Urocitellus*), *Microtus* sp., *Lagurus* cf. *luteus*. В бассейне р. Чикой покровные делювиальные и пролювиальные образования также широко распространены и обладают в основном песчаным составом. В. Г. Гербова (Равский и др., 1964) различает среди покровных отложений две возрастные генерации. Более поздняя из них сопрягается кое-где с осадками пойменной фации аллювия I террасы и, следовательно, ее формирование определяется временем сартанского оледенения. Относительно более ранние покровные образования развиты на склонах долины и на междуречных поверхностях, где они в свою очередь разделяются линией размыва или погребенной почвой на два горизонта.

В 3 км к западу от дер. Альбитуй В. Г. Гербова описала в стенке оврага, вскрывающего эту толщу, следующий разрез (рис. 73):

Мощность, м

1. Супесь, грубая, слоистая, с гравием и щебнем коренных пород. Слоистость горизонтальная, слабо наклонная, обусловленная чередованием супеси со щебнем и гравием и тонкой супеси без обломочного материала; преобладает первая разновидность. Слойки имеют мощность 2—10 см и хорошо выдержаны по простиранию. Граница с нижележащим слоем четкая, ровная	2,0—2,2
2. Почва погребенная, выраженная темным заторфованным гумусным горизонтом мощностью 0,25—0,5 м, нижняя граница его неровная, иногда этот горизонт вдаётся языками до 1 м глубиной в нижележащую супесь. Горизонт вымывания представлен темно-бурой супесью мощностью 0,20—0,30 м. Горизонт вымывания — карбонатизированными белыми супесями мощностью 0,2—0,5 м; иногда карбонатные затеки спускаются вниз на 1,5 м	0,65—1,30



Рис. 73. Покровные образования междуречий, вмещающие горизонт погребенной почвы. Разрез у дер. Альбитуй

	Мощность, м
3. Супесь желто-бурая, грубая, гравелистая. Гравий и мелкий щебень образуют прослой мощностью 3—7 см; супесь уплотнена и держит вертикальную стенку	2,0
4. Супесь желто-бурая и серо-бурая, более тонкая, чем в слое 3, пылеватая, частично лёссовидная, несколько уплотненная, слегка по слоистости обохренная, содержит щебенисто-гравелистый материал; во влажном состоянии вязкая	1,5
5. Гравий хорошо промытый, слоистый. Прослой мощностью 3—15 см изогнуты, наклонены согласно с падением тальвега оврага. Пятнами видно обохривание. Местами ниже по оврагу эти прослои обогащаются крупным щебнем, размерами до нескольких сантиметров в диаметре и имеют мощность до 0,5—0,8 м	2,5 (видимая)

Состав спорово-пыльцевых спектров из супесей, залегающих ниже погребенной почвы (слой 2), свидетельствует, согласно данным Л. В. Голубевой, о существовании безлесных ландшафтов, при значительном участии в растительном покрове ксерофитов (рис. 74). Исходя из условий залегания и характера спорово-пыльцевых спектров, этот горизонт покровных образований мы считаем относящимся к зырянскому оледенению.

В погребенной почве тоже преобладает пыльца травянистых растений, но процент пыльцы древесных пород значительно больше, и в самом верху почвы она уже занимает первое место. В составе древесных пород много пыльцы сосны, березы (*Betula sec. Albae*), присутствует пыльца лиственницы (8—12%). Среди трав господствует пыльца польни, но встречается пыльца осок, злаков, лебедовых, сложноцветных и др. Таким образом, во время формирования почвы существовали лиственничные разреженные леса и участки степей. Время образования этой почвы, очевидно, соответствует каргинскому межледниковью. Спорово-пыльцевые спектры верхних супесей (слой 1) весьма сходны со спектрами из верхнего слоя погребенной почвы и свидетельствуют о распространении светлохвойных лесов. Нами предположительно эти отложения сопоставляются с концом сартанского оледенения, но не исключена возможность их голоценового возраста.

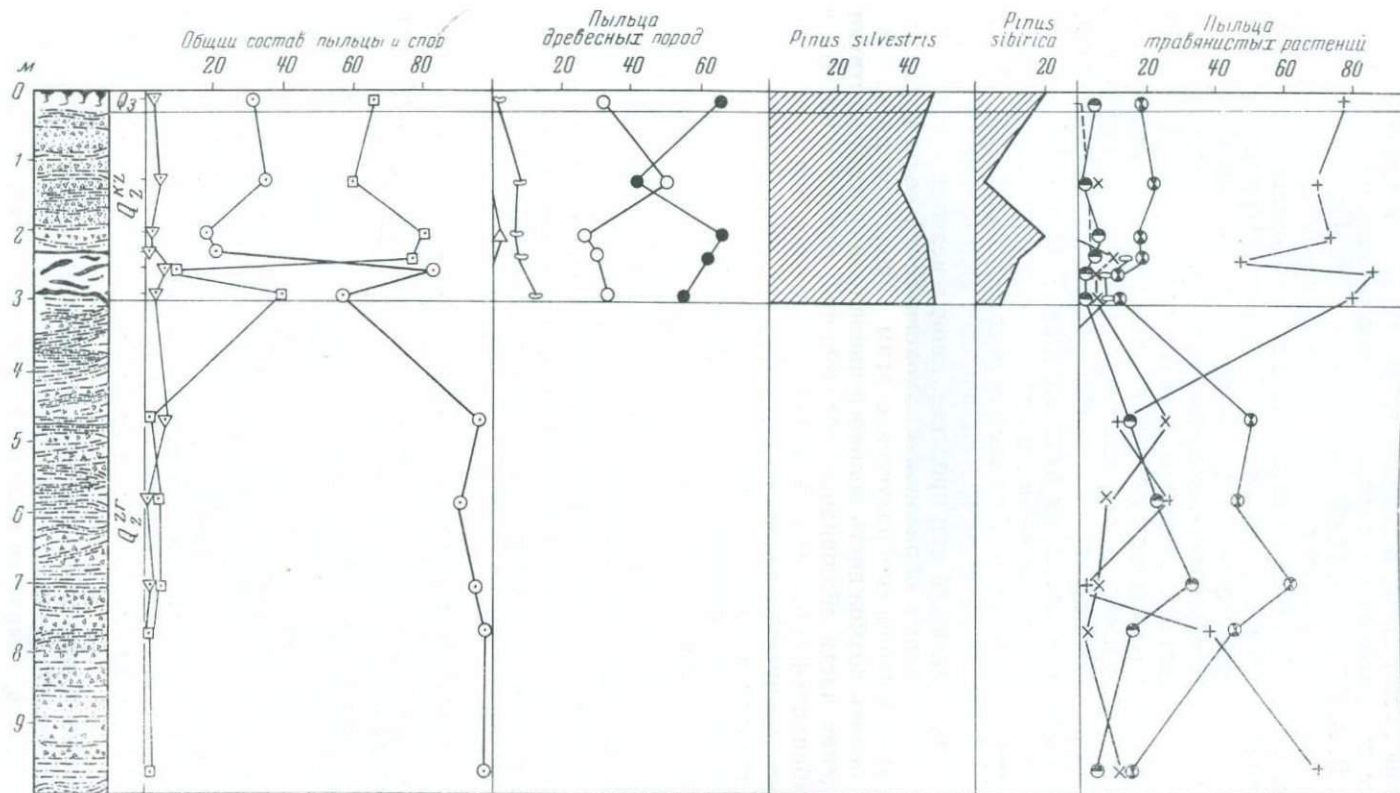


Рис. 74. Спорно-пыльцевая диаграмма делювиально-пролювиальных отложений у дер. Альбитуй (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

Лёссовидные отложения во всем Западном Забайкалье довольно широко распространены, хотя почти нигде они не образуют больших сплошных массивов.

Изучение лёссовидных образований Забайкалья почти еще не начато. Некоторые сведения об их характере и распространении можно найти в работах В. А. Обручева, Г. П. Сосновского, П. И. Налетова и др.

Однако вопросы строения, состава, происхождения, времени и условий образования лёссовидных отложений все еще остаются в значительной степени неясными. На основании собранных материалов мы попытаемся осветить некоторые стороны этой большой проблемы.

Чаще всего лёссовидные отложения образуют плащи на пологих склонах либо выполняют ложбины древних оврагов. В соответствии с этим они должны относиться либо к образованиям пролювиального и делювиально-солифлюкционного, или овражного делювиально-аллювиального генезиса. Этими двумя господствующими типами лёссовидных отложений не исчерпывается их разнообразие. В некоторых случаях явно видно лёссовидный облик имеют и осадки пойменной фации I надпойменной террасы в долине р. Селенги и ее некоторых притоков. Вся сумма других признаков—связь с соответствующими формами рельефа, наличие щебнистых включений или прослоев, иногда неясная и неправильная слоистость лёссовидных образований, экологический состав фауны беспозвоночных — хорошо сообразуется с этим представлением. Нельзя также исключить возможность эолового накопления и соответствующего происхождения части лёссовидных образований, однако ясно, что в условиях Забайкалья собственно эоловые лёссы, если они и есть, имеют совершенно подчиненное значение. Например, на правобережье р. Селенги, у с. Харанхой и выше по течению, прослеживается уступ террасовидной поверхности с бровкой, возвышающейся над рекой на 30—40 м; тыловая часть террасы возвышается на 10—20 м выше бровки, ограничена массивом протерозойских гранитов. На коренных породах здесь лежат пески такого же облика, как и в недалеко расположенной «Ботыйской яме». Их покрывают лёссовидные супеси или суглинки, образующие сплошной шлейф. У бровки уступа имеется несколько обнажений, вскрывающих характер покровных образований. Приведем одно из них, наблюдавшееся напротив средней части с. Харанхой (рис. 75).

	Мощность, м
1. Почва современная, слабообразованная	0,1
2. Супесь палево-серая, лёссовидная, тонкая, пылеватая, однородная, макропористая, неслоистая, образует вертикальные отдельности	0,15
3. Гумусовый горизонт слабо выраженный	0,20
4. Супесь лёссовидная, подобная супеси слоя 2	0,80
5. Погребенная почва, с неясной верхней и нижней границами, с гумусовым горизонтом и ясно выраженным горизонтом карбонатизации	0,20
6. Супесь лёссовидная, аналогичная супеси слоя 2	0,15
7. Супесь темно-серая, гумусированная, без четкой кровли и подошвы. В слое и непосредственно выше и ниже его ископаемые кротовины	0,20
8. Супесь лёссовидная, с отмеченными выше (слой 2) признаками. С глубины 3 м она постепенно грубеет по механическому составу и без заметной границы переходит в следующий слой	1,25
9. Песок светло-серый, мелкозернистый, однородный, тонко горизонтально-слоистый	1,0
	(видимая)

Накопление лёссовидных покровных образований было прерывистым. Они расслоены горизонтом двух сближенных погребенных почв степного типа, что доказывается наличием стяжений и потеков карбонатного вещества под гумусным горизонтом и наличием ископаемых кротовин.

Вдоль упоминавшегося уступа сначала П. С. Михно, а затем Г. П. Сосновским (1936) было найдено много каменных орудий позднелесовидной культуры. Этот же автор сообщил о находках здесь, на глубине 3 м, остатков быка, лошади и кулана. Отдельные палеолитические ору-

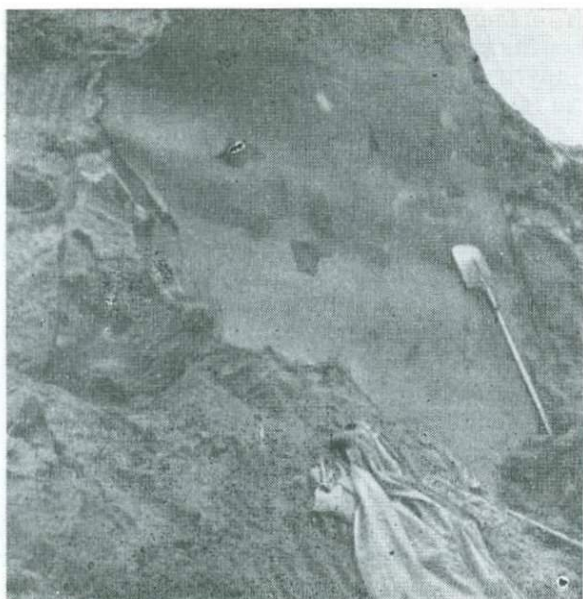


Рис. 75. Две сближенные погребенные почвы степного типа внутри сартапского яруса лёссовидных отложений. Разрез близ с. Харанхой

дия и отщепы находили и мы, причем некоторые из них были обнаружены *in situ*. Черные кремневые орудия залегали на поверхности погребенной почвы (слой 5) и в нижней части лёссовидной супеси слоя 4.

Близкая картина залегания лёссовидных образований наблюдалась и на левом берегу Селенги, выше д. Зарубино. В этом районе Г. П. Сосновским (1936) в котловинах выдувания были сделаны наиболее ценные сборы остатков палеолитической культуры. В одной из котловин в горизонте погребенной почвы, разделяющей серый пористый суглинок и мелкозернистый песок, вместе с орудиями были встречены обломки костей древних животных; каменные орудия находились и ниже этого слоя. Судя по этим данным Г. П. Сосновского, можно предположить, что культурный слой местонахождения Зарубино также связан с погребенной почвой, как это частично наблюдается в местонахождении Харанхой.

В низовьях Селенги супеси, покрывающие террасы и склоны водоразделов, имеют мощность 0,5—5 м. В разрезах они представлены однородными желтовато-палевыми и серовато-желтыми толщами, и иногда с мелким щебнем и гравием. Слоистость в них слабо выраженная, чаще отсутствует вообще. Нередко они имеют лёссовидный облик, в сухом состоянии пылеватые, в сыром — становятся вязкими, хорошо держат вертикальный откос. По генезису покровные супеси являются, вероятно, пролювиальными, делювиальными и солифлюкционными образованиями. В значительной степени они служат материнской породой современных почв, иногда содержат погребенные почвы.

Распространены супеси довольно широко, они выходят далеко за пределы рассматриваемой здесь территории нижнего течения р. Селенги.

По склонам и вдоль подножия горных поднятий, обрамляющих дельту р. Селенги, распространены суглинки, имеющие явственный лёссовидный характер. Наблюдались они В. Г. Гербовой в окрестностях пос. Темлюй, где вскрыты карьером, в овраге у с. Шерашево и в обрыве безымянной речки к северо-востоку от Большереченска. Лёссовидные суглинки в названных местах слагают «прилавок» до 5—10 м относительной высоты, прослеживающийся вдоль подножия горных хребтов Хамар-Дабана и Приморского. Карьером у пос. Темлюй вскрыта однородная

толща желтовато-палевых уплотненных суглинков, выдержанных по составу во всем вертикальном разрезе. Некоторые разности суглинков более глинистые, другие пылеватые, легкие. В них видна тонкая горизонтальная слоистость, частично линзовидная и наклонная. Вся толща по слоистости ожелезнена. Местами в суглинках видны известковистые, или кальцитовые «журавчики». Среди преобладающей массы желтых суглинков имеются прослой серого и желтовато-серого цвета. Мощности прослоев от нескольких сантиметров до 0,5 м. Отдельные прослои имеют характер иловатых суглинков. В суглинках на глубине 5 м от поверхности *in situ* была найдена трубчатая кость крупного копытного, на дне карьера собраны остатки *Bison sp.* (определение Э. А. Вангенгейм).

Еще более распространенный тип лёссовидных образований—овражный. Он широко развит как в долине Селенги, так и в ряде соседних с нею впадин. Отличительной особенностью отложений является приуроченность к эрозионной овражной сети, которая определяет их пространственное размещение преимущественно на перегибах рельефа, линейное и ветвистое расположение в плане и сегментовидную форму в разрезе.

Однако лёссовидные отложения связаны лишь с определенной возрастной генерацией оврагов. Взаимоотношения их с песчаными накоплениями во впадинах и речными террасами в долинах дают ясное указание на то, что лёссовидные отложения заведомо моложе толщи песчаных накоплений кривоярской свиты, к которым они прислоняются или в которых выработаны вмещающие их эрозионные формы. В то же время неизвестны овраги, выполненные лёссовидными образованиями, которые бы прорезали низкие (I и II) надпойменные террасы речных долин, из чего можно сделать вывод об их одновозрастности. Этот вопрос станет яснее после рассмотрения конкретного материала.

Лёссовидные отложения овражного происхождения представлены обычно грубыми лёссовидными суглинками или супесями, обладающими пылеватостью, макропористостью, карбонатностью, палево-серой окраской, способностью держать вертикальный откос. От собственно лёссов их отличает наличие слоистости и включение большего или меньшего количества щебнисто-галечного материала. Весьма существенное обстоятельство для понимания условий и времени их образования—солифлюкционная текстура, присущая части этих отложений. В разрезах можно видеть, что криогенные деформации проявились сингенетично с осадко-накоплением.

Во многих случаях лёссовидные овражные отложения расслоены на два горизонта погребенной почвой черноземного типа. Последняя иногда, спускаясь со склона в овражную долину, расщепляется на ряд (3—4) гумусовых прослоев.

Наиболее типичные разрезы описываемого типа наблюдались не в долине р. Селенги, а восточнее ее. Один из них встречен в восточной части Тугнуйской впадины, на восточной окраине с. Хонхой. На правом борту долины р. Сухары современная рытвина вскрывает древнюю овражную толщу. Здесь описаны:

	Мощность, м
1. Современная черноземная почва на лёссовидном субстрате . . .	0,4
2. Лёссовидная тонкая супесь, пылевато-серая, сильнопористая, карбонатная за счет рассеянных точечных вкраплений и иногда мелких журавчиков, держит вертикальный откос. На глубине 0,7 м прослеживается длинная горизонтальная линза мелкого угловатого гравия . . .	0,65
3. Погребенная почва, выраженная накоплением гумуса и несколько повышенной карбонатностью на глубине 0,35—0,38 м от кровли; в нижней части горизонта наблюдаются кротовины. Указанные особенности свидетельствуют о степном, вероятно черноземном, типе почвообразования . . .	0,40
4. Лёссовидная супесь, аналогичная супесям слоя 2. У кровли и подошвы слоя прослеживаются горизонтальные прослои песка, грубого, крупнозернистого, плохо сортированного, мощностью 2—5 см . . .	0,3
5. Погребенная почва, выраженная гумусовым горизонтом (0,2 м) и	

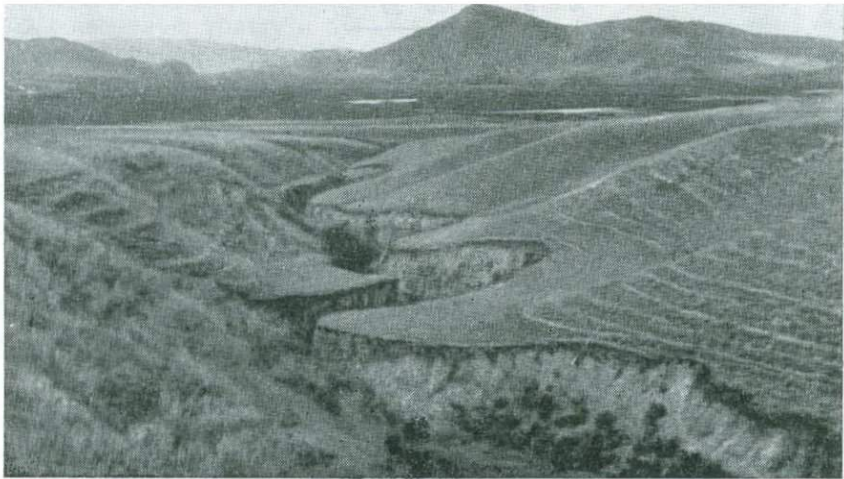


Рис. 76. Овраг в восточной части Тугнуйской впадины, выполненный лёссовидными отложениями верхнего плейстоцена

	Мощность, м
сильно осветленной, карбонатизированной частью почвенного профиля (0,7 м); между ними наблюдается лёссовидная супесь	0,9
6. Супесь тонкая, лёссовидная. От гумусового горизонта погребенной почвы слоя 5 проходят затеки на глубину 0,3—0,4 м. Супесь слоистая. Слоистость подчеркивается прослоями крупного песка с гравием до 1—3 см мощностью с различными оттенками общего палево-серого тона. Наличие слоистости позволяет более отчетливо видеть солифлюкционные деформации. В толще наблюдается также глубокий клиновидный затек гумуса на глубине 1,3 м. Слоистость нарушена согласно с клином и обнаруживает местами падение под углом 25—30°	1,0
7. Песок красновато-желтый, крупнозернистый с тонкими линзовидными прослоями палево-желтой супеси	0,15
8. Супесь ржаво-бурая, грубая, с интенсивными мелкими нарушениями солифлюкционного типа	1,10
9. Гравий угловатый, с крупнозернистым песком	0,4
	(видимая)

На дне оврага найдена плечевая кость *Coelodonta cf. antiquitatis* (Blum.), происходящая из овражной толщи, но горизонт, ее заключающий, остается неизвестным. На верхних участках оврага распространены делювиальные разновидности лёссовидных образований. Верховья оврага у с. Хонхой врезаны в толщу песков.

Еще более ясные взаимоотношения между песками и овражными лёссовидными отложениями вскрываются на противоположном склоне междуречья Сухары и Тугнуя, в районе с. Новоникольское.

Здесь овражные отложения вложены непосредственно в нижние горизонты песчаной толщи и выполняют ложбину древнего оврага (рис. 76, 77). В отдельных разрезах можно видеть, что лёссовидная толща расчленена на два горизонта погребенной почвой (рис. 78). В нижнем горизонте *in situ* нами были найдены кости *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus caballus* subsp., *Bison priscus* Woj., а на поверхности погребенной почвы — почти полный череп *Bison priscus deminutus* W. Grom. (определения Э. А. Вангенгейм).

Из этого же местонахождения Л. Н. Иваньев собрал и определил остатки следующих животных: *Ochotona* sp., *Bison priscus* Woj., *Procarpa cf. gutturosa* Pall., *Cervus elaphus* L., *Rangifer tarandus* L., *Coelodonta*

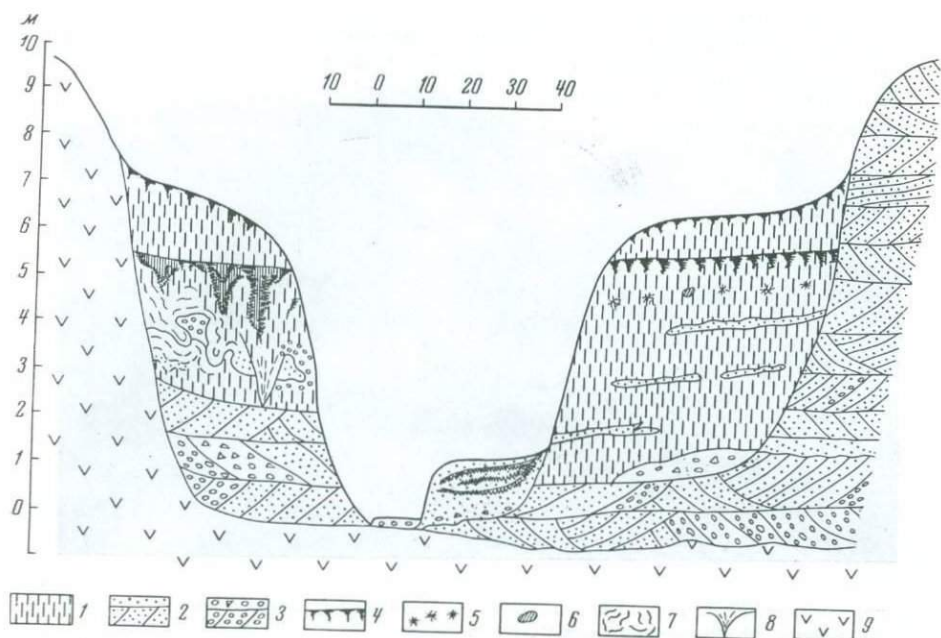


Рис. 77. Схема строения овражных лёссовидных образований у с. Новоникольское
 1 — лёссовидные суглинки и супеси; 2 — пески; 3 — щебень; 4 — горизонты современной и ископаемой почвы; 5 — карбонатные стяжения; 6 — ископаемые кротовины; 7 — криогенные деформации; 8 — псевдоморфозы по ледяным клиньям; 9 — коренные породы



Рис. 78. Лёссовидные овражные отложения в р-не с. Новоникольское, разделенные на два яруса (зырянский и сартанский) горизонтом черноземной каргинской почвы

antiquitatis (Blum.), *Equus caballus* L., *Equus cf. hemionus* Pall., *Mammothus primigenius* (Blum.).

Разумеется, сборы остатков млекопитающих на дне оврагов, размывающих песчаную толщу и овражные лёссовидные образования двух возрастных генераций не дают возможности установить действительную фаунистическую характеристику этих отложений. Учитывая, однако, данные о находке костей в непереотложенном состоянии, вряд ли можно сомневаться в том, что основная масса костных остатков, собранных со дна оврагов, происходит преимущественно из лёссовидных отложений. Следовательно, накопление последних и распространение верхнепалеолитического комплекса млекопитающих совпадали во времени.

Во-многих, по-видимому, одновозрастных оврагах залегают делювиально-аллювиальные отложения иного характера, а именно песчано-глинистые образования, обогащенные грубообломочными щебнисто-глыбовыми включениями.

* * *

Приведенные данные о плейстоценовых отложениях Западного Забайкалья показывают, что они весьма неоднородны в фациально-генетическом отношении и представлены в основном делювиально-солифлюкционными, пролювиальными, овражными, аллювиальными и озерными отложениями различного литологического состава. С полной определенностью среди них выделяются осадки самаровского, зырянского и сартанского ледниковых горизонтов; косвенным образом доказывается присутствие в геологическом разрезе пород тазовского ледникового горизонта. Надежные данные имеются для выделения осадков казанцевского и каргинского межледниковых горизонтов. Что касается мессовского межледниковья, то его следы в осадках пока еще не выявлены с достаточной определенностью.

ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА, СВЯЗАННЫЕ С ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИМИ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯМИ

Изучение отложений верхнего плейстоцена тесно сопряжено с геологией палеолита. Выяснение геологических условий залегания культурных слоев палеолитических стоянок и исследования геологии их окрестностей дают большой и разнообразный материал. Всякие суждения о строении, составе и генезисе верхнеплейстоценовых отложений, о характере осадконакопления и климата вообще не могут быть полными без учета данных, полученных при изучении геологии и археологии памятников палеолита. В этом разделе излагаются имеющиеся у нас данные по геологии палеолитических стоянок енисейской, ангарской, верхнеленской и селенгинской групп, представляющие интерес для стратиграфии, истории осадконакопления и эволюции климатов верхнего плейстоцена.

О геологии енисейского палеолита

Геология палеолита р. Енисей была с исчерпывающей для своего времени полнотой освещена в работах В. И. Громова. Однако с момента выхода в свет его известной монографии (Громов, 1948) изучение антропогенных (четвертичных) образований Сибири далеко продвинулось вперед и сейчас имеются дополнительные данные, позволяющие уточнить положение культурных горизонтов палеолита в общем стратиграфическом разрезе антропогена и в некоторых случаях использовать сведения об абсолютной геохронологии. Естественно, что это вместе с изучением типологии каменной индустрии может послужить основой и для разработки на нынешнем этапе культурно-хронологической шкалы сибирского палеолита.

Палеолитические памятники в долине р. Енисей сосредоточены в основном в районе г. Красноярска, у устья р. Бирюсы, а также близ сел Новоселово, Кокорево, Батени. Подавляющее большинство местонахождений здесь было выявлено уже давно. Изучению их археологии и геологии посвящены работы И. Т. Савенкова (1892), Н. К. Ауэрбаха (1930), В. И. Громова (1928, 1932, 1935, 1948), Г. П. Сосновского (1924, 1934, 1935).

В последние годы, в связи с осуществлением программы строительства крупнейших гидроэнергетических сооружений и предстоящим образованием в долине Енисея огромных водохранилищ, в зонах затопления на известных ранее палеолитических памятниках были возобновлены археологические раскопки и геологические исследования.

В 1961—1962 гг. автором, совместно с С. М. Цейтлиным, были изучены антропогенные отложения долины р. Енисей между с. Батени и Новоселовской пристанью и описан ряд разрезов с палеолитическими местонахождениями в г. Красноярске и у с. Береговая Таскино. В результате этих работ представилась возможность рассмотреть положение культурных горизонтов главнейших стоянок и местонахождений палеолита в разрезе четвертичных отложений этой части долины р. Енисея.

Между с. с. Батени и Новоселово в долине Енисея наблюдается ряд террас, из которых наиболее распространены низкие уровни пойменного комплекса высотой до 5 м; Iб—7—8 м; Iа—10—12 м и II—17—18 м террас. Кроме того, развиты и более древние террасы на относительных высотах 60—65 и 75—85 м. Между с. Езагаш и г. Красноярском, там, где Енисей пересекает отроги Восточного Саяна, отвесные склоны местами непосредственно спускаются к руслу реки, занимающему почти все днище долины. Только у устьев крупных рек и оврагов можно видеть отдельные фрагменты террас, главным образом низких. Ниже г. Красноярска долина Енисея образует два расширенных участка, разделенных коротким сужением у с. Атаманово. Эта часть Енисейской долины хорошо террасирована. С. П. Горшков (1960а, 1962) здесь выделяет восемь надпойменных террас с относительными высотами от 8—12 до 140 м. Наиболее распространены IV и II надпойменные террасы (так называемые Лагерная и Красноярская), имеющие высоту 30—40 и 15—18 м над уровнем реки.

Антропогенные отложения в пределах рассматриваемой в этой работе части долины р. Енисея представлены аллювиальными накоплениями террас, покровными образованиями делювиально-солифлюкционного генезиса, отложениями конусов выноса оврагов, а также щебнисто-глыбовыми образованиями осыпей склонов.

Аллювий низких террас, с отложениями которых связано большинство верхнепалеолитических местонахождений, представлен четко дифференцированными образованиями русловой и пойменной фаций, а также своей перигляциальной разновидностью.

Аллювиальные накопления перекрываются покровными лёссовидными супесями или суглинками мощностью до 2—3 м. Покровные образования лежат на площадках II и III надпойменных террас; на поверхности I надпойменной террасы мощность покровных образований значительно меньше или они вовсе отсутствуют. Покровные образования имеют в основном делювиально-солифлюкционный генезис и представлены суглинками и супесями, обычно пылеватыми, карбонатными, макропористыми, обладающими столбчатой отдельностью и, следовательно, многими характерными для лёссовидных пород свойствами. Местами в их разрезах имеются горизонты погребенных почв. Мощность покровных образований в ряде мест достигает 25—30 м, но обычно не превышает 10 м.

Обзор геологии палеолитических местонахождений мы дадим по трем основным территориальным группам стоянок в долине Енисея.

В верхней части рассматриваемого отрезка р. Енисея большинство палеолитических местонахождений сосредоточено в районе сёл Батени, Кокорево и Новоселово. Из группы Батеневских стоянок нами осмотрена стоянка Таштык II, вскрытая при археологических раскопках, осуществленных под руководством З. А. Абрамовой (1963). В Кокоревско-Новоселовском районе совместно с С. М. Цейтлиным изучены известные стоянки у с. Кокорево: Забочка (Кокорево I), Тележный лог (Кокорево II), Каменный лог (Кокорево III), Киперный лог (Кокорево IV); у с. Новоселово были осмотрены также некоторые новые стоянки — у Новоселовского овцесовхоза и в овраге к юго-западу от совхоза, обнаруженные С. М. Цейтлиным в 1961 г. (Цейтлин, 1964б), у Новоселовского кирпичного завода и у пос. Новоселовское Заготзерно, выявленные в 1960 г. З. А. Абрамовой.

Большинство палеолитических местонахождений приурочено к аллювиальным отложениям Ia надпойменной террасы. Деление I террасы Енисея в Кокоревско-Новоселовском районе на два уровня, на Ia и Ib, вызвано незначительной разницей их высот, а главное тем, что оба они сформировались в течение последнего, сартанского оледенения; за перигляциальным аллювием II террасы благодаря этому разделению мы традиционно сохраняем зырянский возраст. Стоянки Таштык II, Забочка, Тележный лог, Киперный лог, Новоселово I, Черемушки связаны с аллювием Ia террасы. В связи с этим следует подробнее остановиться на строении ее сложной толщи.

Стоянка Таштык II расположена на левом берегу Енисея, близ с. Батени, в устьевой части речки Таштык. Вдоль левого берега Енисея на этом участке развита терраса высотой 10—12 м над низким межениным уровнем реки. Эта же терраса прослеживается и вверх по речке Таштык. В 200 м выше ее устья, по левому берегу, в раскопе, вскрывается следующий разрез террасы (рис. 79).

	Мощность, м
1. Почва современная степного типа с маломощным гумусным горизонтом	0,15
2. Суглинок буровато-серый, сильно пылеватый, несколько пористый, вертикально трещиноватый	0,65
3. Почва погребенная, отделенная от слоя 2 четкой границей, выраженная: а) гумусным потемнением, постепенно переходящим в подстилающую породу, и б) горизонтом вымывания, выраженным очень слабо	0,25
4. Суглинок палево-серый, лёссовидный, пылеватый, пористый, однородный, бесструктурный. На глубине 0,2, 0,3 и 0,4 м от кровли прослеживаются выдержанные гумусные горизонты мощностью 5—8 см. В средней части слоя встречены крупные раковины <i>Helix</i> sp.	0,9
5. Почва погребенная, выраженная: а) интенсивно окрашенным черным гумусовым горизонтом (0,15 м), б) горизонтом осветленного, несколько карбонатизированного лёссовидного суглинка (0,25 м). В почве найдены кремневые орудия мезолитического облика. Общая мощность	0,4
6. Почва погребенная, выраженная: а) гумусным горизонтом с четкой кровлей и расплывчатой границей подошвы, б) осветленным горизонтом карбонатизации	0,25
7. Суглинок палево-серый, лёссовидный, пористый, вертикально-трещиноватый, пылеватый, карбонатный, слоистый. Слоистость выражена чередованием светло- и темноокрашенных слоев, толщиной 1—3 см, горизонтальных и слабо волнистых. Встречаются кротовины	0,6
8. Супесь голубовато-серая, пылеватая, со слабо выраженными лёссовидными свойствами, неясно слоистая, слоистость подчеркивается наличием прослоев розовато-бурой окраски. На глубине около 3,7—3,8 м от бровки разреза вскрыт культурный слой верхнего палеолита	0,4
9. Суглинок розовато-бурый, пылеватый, пористый, карбонатный, встречаются отдельные прослои разнозернистого песка, обогащенного плохо окатанным гравием, мощностью до 5—6 см. Прослои не выдержаны по простиранию, линзовидно раздвигаются и сокращаются в мощности. На глубине от 0,4—0,5 м и до 1,5 м от кровли слоя наблюдаются интенсивные нарушения слоистости, выражающиеся в мелкой складчатости и в частичном разрыве слоев. В нижней части слоя солифлюкционные линзтуры выражены слабее. На уровне около 1 м от кровли слоя в виде линз прослежи-	

вается ярко выраженный горизонт карбонатизации, не имеющий сплошного простираия 2,5

10. Тонкое переслаивание песка голубовато-серого, пылеватого, тонкозернистого с суглинком серовато-желтым, лёссовидным. Мощность прослоев 3—6 см 1,0

На расстоянии около 50—70 м от описанного разреза вниз по течению реки Таштык можно наблюдать, как породы слоя 10 сменяются следующим слоем.

11. Галечник мелкий и средний, в основном хорошо окатанный, полимиктовый, заключенный в промытом, разнозернистом песке — до уреза реки.

Ниже по течению речки Таштык кровля галечников постепенно поднимается и в приустьевой ее части уступ террасы почти целиком сложен этой породой.

Как можно видеть из приведенного описания, в разрезе четко выделяются две толщи: нижняя—аллювиальная (слои 7—11) и верхняя—лёссовидная покровная (слои 2—4). Границей между этими двумя толщами служит погребенная почва слоев 5 и 6, развитая в кровле аллювия. Аллювиальная часть разреза образована осадками русловой (слой 11) и пойменной (слой 10) фаций. Слои 7, 8 и 9, имеющие явственный лёссовидный облик, отмеченные следами мерзлотных нарушений и включающие плохо сортированные прослои мелкого щебня, относятся нами к перигляциальному аллювию. Нижний культурный слой приурочен именно

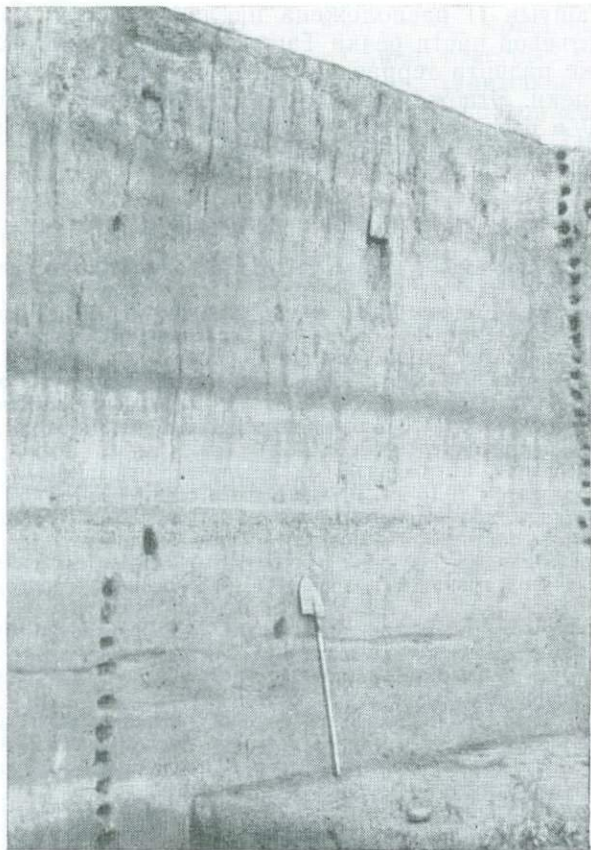


Рис. 79. Разрез верхней части аллювия Ia надпойменной террасы р. Енисей на месте археологического раскопа стоянки Таштык II. В кровле аллювия под лёссовидным покровом видна нарушенная мерзлотой внутрисартанская ископаемая почва.

Фото Э. А. Вангенгейм

к этому перигляциальному аллювию. Верхний культурный слой связан с погребенной почвой, сформировавшейся на толще нормального аллювия.

Верхняя покровная толща, вскрытая раскопом, образует довольно мощный делювиально-солифлюкционный шлейф, смягчающий формы эрозионного рельефа. В разрезе этого шлейфа сохранились в ненарушенном виде две погребенные почвы. Нижняя почва, лежащая в основании покровных лёссовидных отложений (слои 5 и 6), встречается и в целом ряде других геологических разрезов, где она обычно сильно разрушена мерзлотой. Верхняя почва (слой 3) лучше всего сохранилась именно в разрезе террасы на стоянке Таштык II. Она достаточно ясно указывает на прерывистый характер накопления лёссовидных отложений и, соответственно, на сложный ритм климатических изменений даже в пределах позднесартанского времени. В культурном слое встречены кости северного оленя, лошади, быка или зубра, аргали, птиц (определения Н. М. Ермоловой) (Абрамова, 1968). Несколько ниже, кроме остатков тех же животных, отмечено присутствие остатков *Saiga tatarica*. На противоположном берегу речки Таштык, в другом местонахождении (Таштык I), также в культурном слое собраны остатки северного оленя, лошади, зубра, благородного оленя, сайги и др. Состав промысловых животных на обеих стоянках, таким образом, весьма близок. По характеру каменной индустрии стоянка Таштык II наиболее близка, по мнению З. А. Абрамовой (1963), таким стоянкам, как Кокорево I (Забочка) и Переселенческий пункт.

В Кокоровской группе с отложениями Ia надпойменной террасы связаны три стоянки — Забочка, Тележный лог и Киперный лог.

Разрез стоянки Забочка вскрыт археологическим раскопом на левом берегу р. Енисей, в 0,5 км выше дер. Кокорево. Здесь, близ тылового шва, поверхность Ia надпойменной террасы повышена до 13—15 м над уровнем реки. В раскопе и частично в естественном обнажении здесь можно наблюдать (рис. 80):

Мощность, м

- | | |
|--|------|
| 1. Почва современная, степного типа. Выражена гумусным горизонтом мощностью 0,3 м, дающим внизу затеки и языки, между которыми располагается белесый пылеватый суглинок — горизонт выщелачивания | 0,40 |
| 2. Суглинок лёссовидный, палево-серый, пылеватый, макропористый, с рассеянными мелкими стяжениями карбонатов (горизонт вымывания вышележащей почвы). Встречаются включения мелкого щебня, образующего местами неплотные линзовидные скопления или гнезда размером до 30—40 см. Постепенно переходит в следующий слой | 0,50 |
| 3. Щебень слоистый с примесью гальки, переслаивающийся с лёссовидным суглинком. Обе разновидности имеют мощность до 10—15 см. Насчитывается 4 щебнисто-галечных прослоя и 3 — лёссовидного суглинка. Щебень в основном мелкий (1—1,5 см), вместе с ним встречается галька песчаника, кварцита, кремня, кварца (из аллювия более высоких террас), отличающаяся хорошей окатанностью. Обломочный материал заключен в песчано-глинистой малиново-бурой породе. В тонких прослоях обнаруживается ее мелковолнистое сложение с амплитудой 5—8 см. Слой лежит с наклоном в сторону реки под углом 6—8° | 0,3 |
| 4. Суглинок лёссовидный, палево-серый, пылеватый, макропористый, слабо карбонатный, с вертикальной отдельностью. В слое лежат линзовидные прослои мелкого угловатого гравия с примесью редкой мелкой гальки. Они имеют мощность от 1—3 до 5 см. Обломочный материал заключен в малиново-буроватом песчаном суглинке. Резкий контакт с подстилающим слоем | 1,10 |
| 5. Супесь малиново-буроватая, лёссовидная, карбонатная, заключает тонкие прослои песка более темного тона. Неоднородность окраски дает возможность увидеть нарушения в первоначальном залегании породы, выражающиеся в смятии слоев, разрыве их сплошности, раздувании и пережиме мощностей. Амплитуда этих смятий невелика | 0,25 |
| 6. Переслаивание двух разновидностей супеси — тонкой пылеватой, окрашенной в светло-серый и розовато-коричневый тона. Мощность слоев 5—10 см. Границы их волнисты и нечетки. По резкому контакту сменяется следующим слоем | 0,60 |

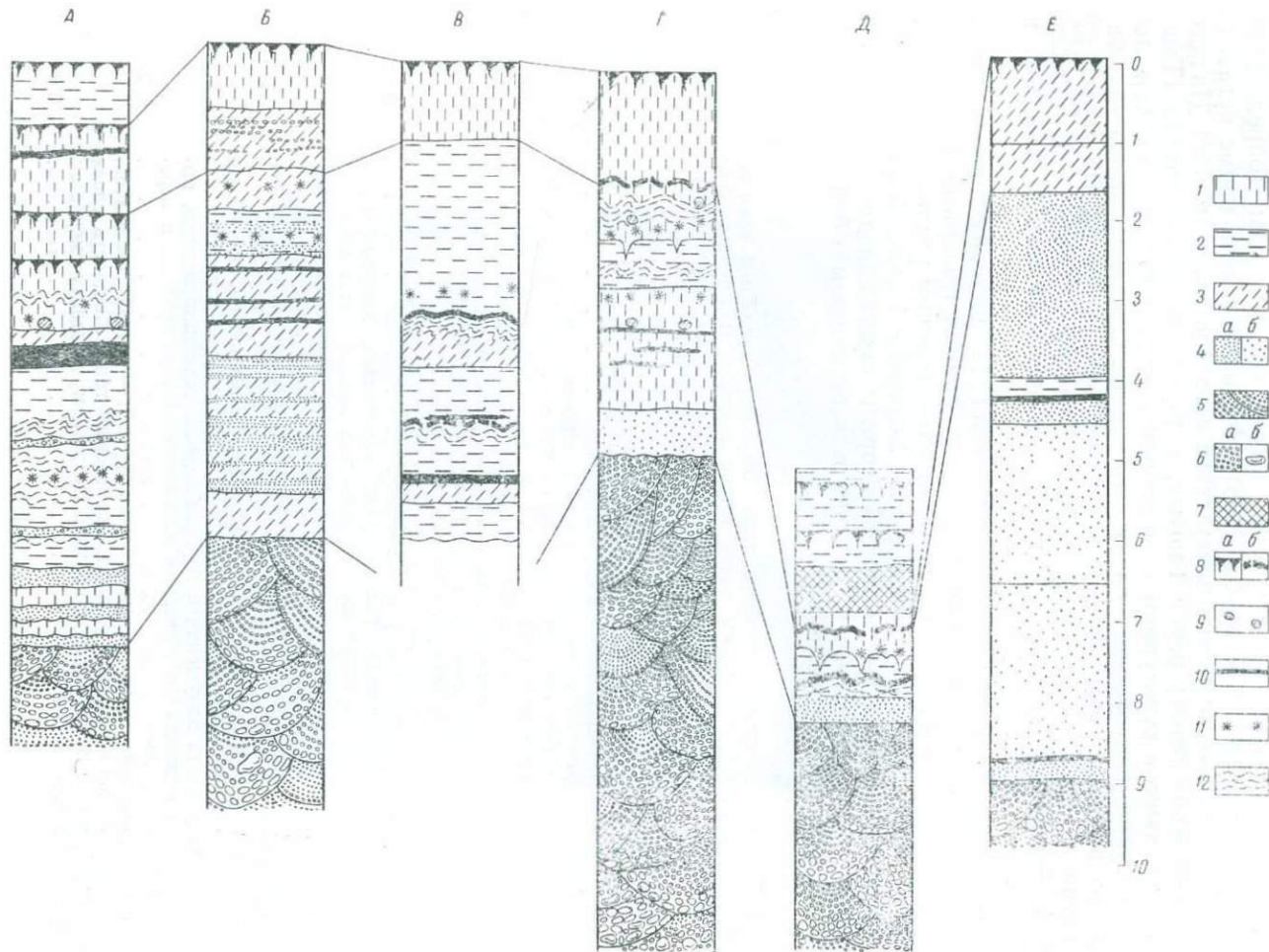


Рис. 80. Строение I надпойменной террасы левобережья р. Енисей в местах палеолитических стоянок

1 — лёссовидные супеси и суглинки; 2 — суглинки; 3 — супеси; 4 — пески; а — тонкозернистые, б — крупнозернистые; 5 — гравий; 6а — галька; 6б — крупная галька и валуны; 7 — луговой мергель; 8 — почвы; а — сохранение полный профиль, б — гумусный горизонт ископаемых почв; 9 — ископаемые кротовины; 10 — культурные горизонты; 11 — горизонты карбонатизации ископаемых почв; 12 — следы солифлюкции. Стоянки: А — Таштык, Б — Забочка, В — Тележный лог, Г — Киперный лог, Д — Новоселово, Е — Черемушки

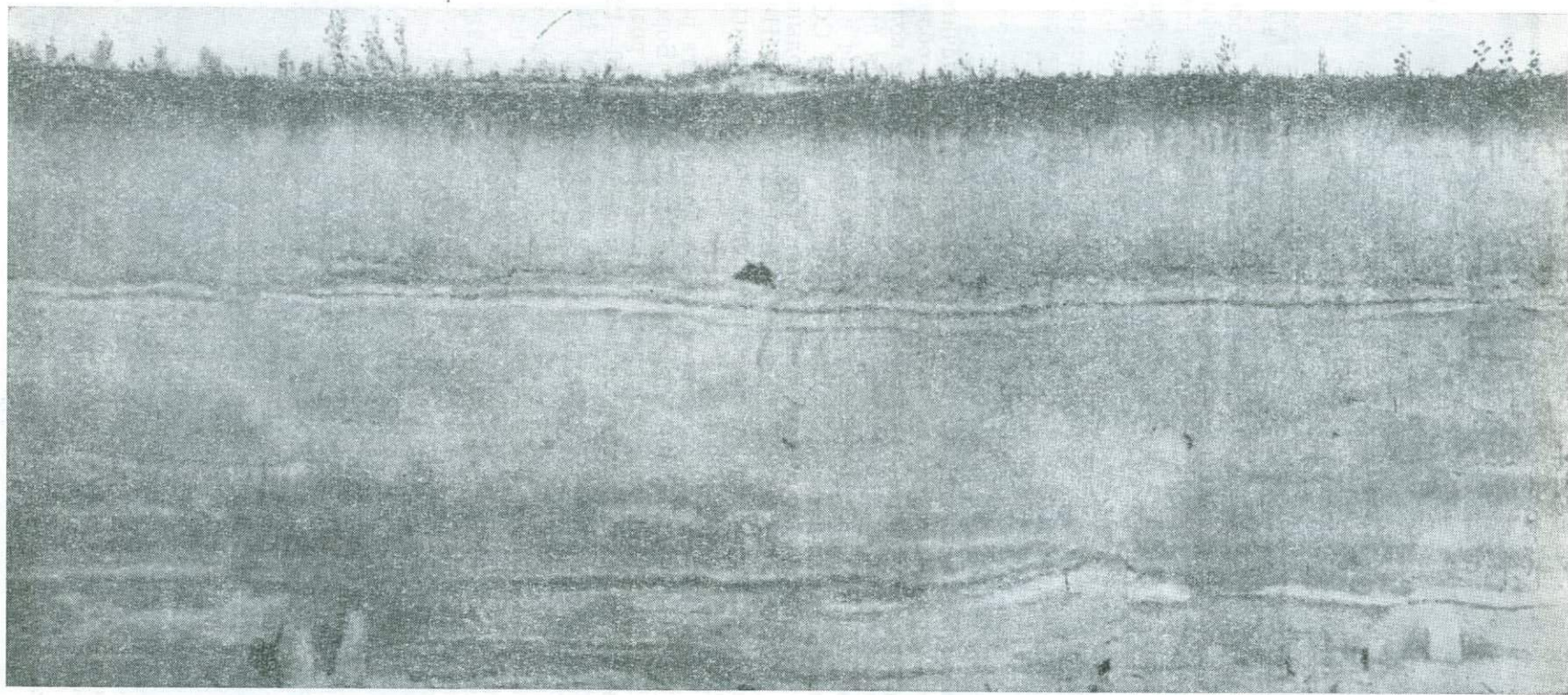


Рис. 81. Строение верхней части отложений Ia надпойменной террасы р. Енисей в археологическом раскопе стоянки Забочка

7. Переменяемость прослов песчаных и глинистых супесей серых, плотных, тонких. В них лежит несколько горизонтов с остатками палеолитической культуры (обломки костей северного оленя, кремневый инвентарь) мощностью не более 0,1 м. Они располагаются в 0,1, 0,55 и в 0,8 м ниже кровли слоя	1,25
8. Переменяемость серых супесей с серыми средне- и мелкозернистыми песками. Слоистость горизонтальная	1,7
9. Супесь серая, однородная, тонкая с отдельными линзами (10×2 см) коричневатой глинистой супеси	0,5
10. Галечники в сером разнородном песке. Галька размером 5—6 см. Редко — мелкие валуны. В отдельных участках скопления, линзы и прослой мелкой гальки (2—3 см). Видимая мощность	3,1
Ниже — осыпь гальки до уреза реки	1,8

В этом разрезе слои 2—5 представлены лёссовидными и мелкообломочными покровными образованиями со следами воздействия солифлюкции. Ниже расположена пачка, состоящая из образований перигляциального аллювия (слои 6—7); его подстилают осадки пойменной фации нормального аллювия (слои 8, 9) и русловой фации (слой 10). Горизонты погребенных почв в разрезе отсутствуют; они, вероятно, уничтожены делювиально-солифлюкционными процессами и частью переработаны в процессе накопления аллювия. Возможно, горизонт карбонатизации слоя 5 является остатком профиля погребенной почвы.

Верхняя часть разреза террасы, вскрытая археологическим раскопом, иллюстрируется фотографиями (рис. 81, 82).

При раскопках стоянки Забочка З. А. Абрамова собрала значительное количество древесного угля из культурного слоя. Крупные обломки древесного угля, свободные от примесей и набранные в нужном количестве, представляли собою весьма благоприятный материал для проведения радиоуглеродных измерений. Эти измерения, выполненные в Лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН СССР, вполне надежно определили абсолютный возраст стоянки (Чердынцев, Алексеев и др., 1966). Он оказался равным 13330 ± 50 лет (ГИН-91). Вторая датировка также по углям была получена в Ленинграде (ЛЕ-526) 12940 ± 270 (Кинд, 1965).

Стоянка Тележный лог расположена в обрыве правого берега речки Борозда, в 0,75 км выше впадения последней в Енисей. Речка Борозда здесь прорезает Ia надпойменную террасу Енисея, имеющую ровную, плоскую поверхность, возвышающуюся над уровнем реки на 10—12 м (рис. 83). Накопления, слагающие эту террасу, по описанию С. М. Цейтлина, имеют здесь следующее строение:

	Мощность, м
1. Почва	0,3
2. Супесь серовато-желтая, пылеватая, лёссовидная, разбитая вертикальными трещинами	2,0
3. Супесь коричневатая-желтая горизонтально- и волнистослоистая с чередованием песчаных желтоватых прослов и более глинистых коричневатых прослов. На глубине 3—4,2 м от бровки обнажения наблюдается интенсивная карбонатизация в виде известковистых пятен; здесь же встречаются дутки и включения древесного угля	2,7
4. Погребенная почва, представленная: а) гумусовым горизонтом (темно-серый суглинок с точечными включениями угля). По неровной и нечеткой границе переход в б) осветленный горизонт выщелачивания — супесь коричневатого оттенка	0,55
5. Супесь глинистая, коричневатая-розовая	0,45
6. Погребенная почва, представленная: а) нарушенным солифлюкцией коричневатым суглинком; встречаются кремневые орудия, раздробленные кости, древесный уголь (культурный горизонт); б) суглинком песчаным, коричневатым с точечными марганцовистыми включениями — 0,35 м. Общая мощность	0,4—0,7
7. Супесь зеленоватая-серая, несколько глинистая. Этот слой содержит культурные остатки — кремневый инвентарь, кости	0,2
8. Супесь серовато-коричневая, плотная, слоистая; слоистость подчеркнута наличием песчаных слойков и прослоями розовой глинистой супеси	0,9
Ниже — осыпь до тальвега лога	3,0



Рис. 82. Слоистое сложение перигляциального аллювия Ia террасы р. Енисей у дер. Кокорево. Видно залегание культурного слоя по слоистости.
Фото С. М. Цейтлина

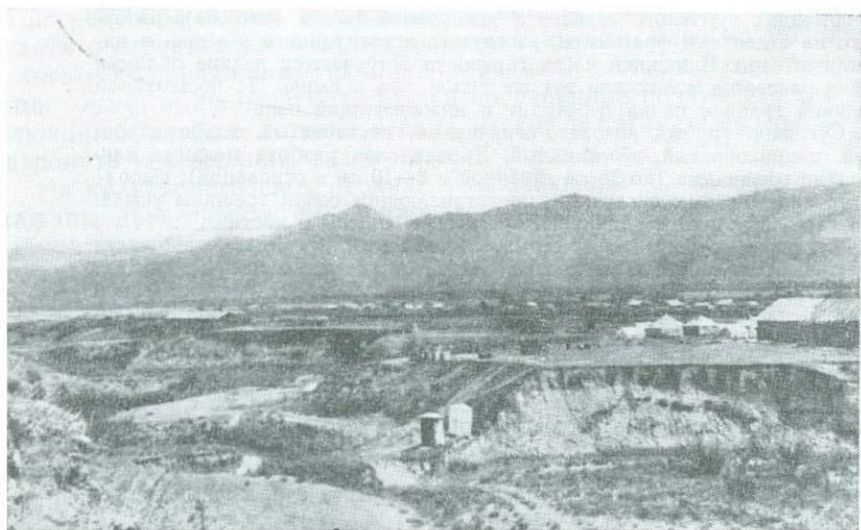


Рис. 83. Общий вид обнажения I надпойменной террасы Енисей в дер. Кокорево.
Фото С. М. Цейтлина

В слоях 2, 3 и 5 найдены раковины *Pupilla muscorum asiatica* Moell., *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.) и *Succinea oblonga* Drap. (определения Я. И. Старобогатова).

В приведенном описании стоянки Тележный лог покровные лёссовидные образования (слой 2) непосредственно ниже сменяются перигляциальным, как мы считаем, аллювием, внутри которого находятся два сближенных горизонта ископаемых почв (слой 4 и 6), что свидетельствует о прерывистом характере его накопления. Четкий и интенсивный горизонт карбонатизации в середине слоя 3 также, возможно, является остатком погребенной почвы, частично уничтоженной в процессе формирования аллювия. Наконец, следует отметить, что и здесь наблюдаются следы воздействия мерзлоты, явственно выраженные в солифлюкционном смятии горизонта погребенной почвы слоя 6.

Древесные угли из культурного слоя, собранные З. А. Абрамовой при проведении археологических раскопок, были переданы нами в Лабораторию абсолютного возраста ГИН АН СССР (Чердынцев и др., 1966). Абсолютная дата культурного слоя равна 13330 ± 100 лет (ГИН-90).

Следующее палеолитическое месторождение Кокоревской группы — стоянка Киперный лог — находится в 3 км ниже дер. Кокорево, на левом берегу р. Енисей, близ устья одноименного лога. Здесь нами записан следующий разрез рыхлой толщи Ia надпойменной террасы (см. рис. 80), вскрытый археологическим раскопом и продолженный расчисткой ниже, до уреза реки:

	Мощность, м
1. Почва черноземовидная, сформировавшаяся на лёссовидном суглинке, содержащем раковины <i>Pupilla muscorum asiatica</i> Moell, <i>Vallonia tenuilabris</i> (Al. Br.)	0,30
2. Суглинок палево-серый, однородный, неслоистый пористый, карбонатный, имеющий явственно лёссовидный облик, с раковинами <i>Pupilla muscorum asiatica</i> Moell. ¹	1,0
3. Погребенная почва, развившаяся на палево-сером лёссовидном суглинке. Почва выражена: а) гумусным горизонтом буровато-черного цвета мощностью от 2—3 до 10 см; б) горизонтом вымывания, выявляющимся благодаря белой окраске и точечным включениям карбоната в основании. Этот горизонт по мощности не выдержан и колеблется в пределах до 0,5 м. В средней части слоя встречено несколько ископаемых кротовин. Почва на всю мощность затронута солифлюкционными нарушениями, запечатленными в текстуре течения грунта. Особенно наглядны эти текстуры в деформациях гумусного горизонта ископаемой почвы (рис. 84), разорванного на отдельные фрагменты, изогнутого и внедренного в выше- и нижележащие слои. В нижней части горизонта встречаются редкие обломки костей и раковины моллюсков тех же видов, что и выше. По постепенной и неровной границе почва переходит в нижележащий слой	0,6
4. Суглинок грубый розовато-коричневый, песчаный, слабо карбонатный, макропористый, лёссовидный. Кровля слоя разбита мелкими клиновидными трещинами (до 25 см глубиной и 8—10 см в основании), выполненными палево-серым суглинком, представляющим собой трещины усыхания. В слое встречаются единичные кремневые отщепы и кости	0,6
5. Суглинок грубый палево-серый, лёссовидный. В его верхней части прослеживаются округлые включения карбонатов диаметром до 0,5 см; возможно, здесь сохранился нижний карбонатный горизонт обезглавленной ископаемой почвы. В подошве слоя — культурный горизонт — многочисленный кремневый инвентарь, кости	0,3
6. Супесь грубая, лёссовидная, розовато-коричневая, постепенно переходящая в нижележащий слой	0,15
7. Супесь светло-серая, тонкая, лёссовидная, однородная, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, к низу слоистость становится более ясной. Это основной культурный горизонт с кремневым инвентарем, костями, остатками костриц	0,15
8. Песок среднезернистый, серый, в верхней части с прослойками и линзами серой глины в 2—3 см мощности	0,6
9. Галечник разнообразного петрографического состава, заключенный в разнозернистом, сером, промытом, рыхлом, гравелистом песке. К низу средние размеры гальки возрастают, встречаются мелкие валуны (до 30 см в диаметре) и плохо окатанные глыбы (до 50 см). Слой идет до уреза реки	6,2

¹ Определения Я. И. Старобогатова.

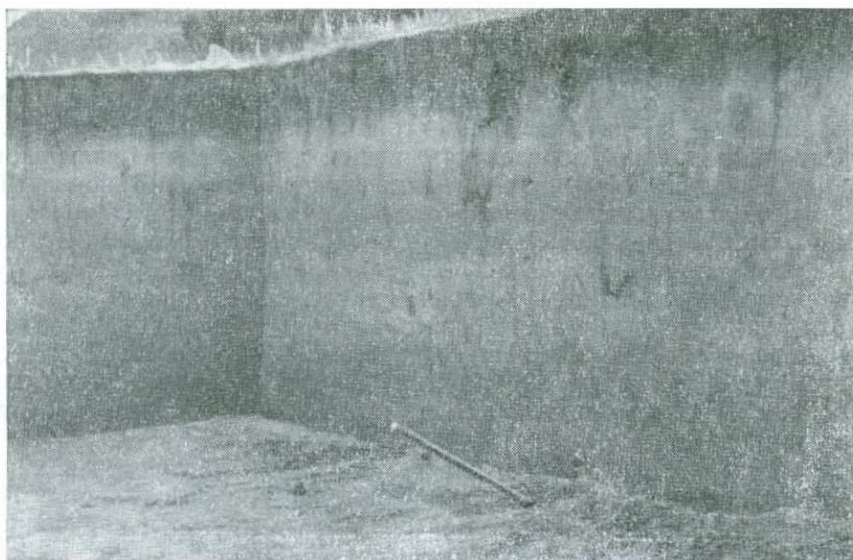


Рис. 84. Разрез аллювия Ia надпойменной террасы р. Енисей в археологическом раскопе стоянки Киперный лог.

Фото Э. А. Вангенгейм

Из приведенного описания можно видеть, что в разрезе прослеживаются две толщи: верхняя — покровная, образованная лёссовидными суглинками, и нижняя — аллювиальная, разделяющаяся в свою очередь на осадки перигляциального аллювия, накопление пойменной фации нормального аллювия, выраженные суглинками и супесями, а также галечно-валунные образования, относящиеся к русловой фации. Граница между аллювиальной и покровной толщами проходит по гумусному горизонту первой сверху погребенной почвы (рис. 84). Присутствие под этой почвой розовато-коричневого суглинка (слой 4) с наличием непосредственно ниже (в слое 5) уровня карбонатизации дает основание предполагать, что здесь сохранились нижние горизонты второй сверху погребенной почвы; верхние ее горизонты, очевидно, уничтожены в результате переработки в аллювиальном процессе или, возможно, в результате солифлюкции, так как проявления солифлюкции прослеживаются только выше остатков нижней погребенной почвы. Эти следы солифлюкции в разрезе стоянки весьма четкие и наглядные. Солифлюкцией затронута как верхняя, так и нижняя ископаемая почва.

Из культурного слоя стоянки Киперный лог С. Н. Астаховым были собраны древесные угли. Радиоуглеродные измерения, проведенные в лаборатории Института археологии, определили абсолютный возраст стоянки в 14320 ± 330 лет (ЛЕ-469), для культурных слоев 3 и 5 и 15460 ± 320 лет (ЛН-540) для раскопа 4 (Кинд, 1965). Как видим, полученная дата весьма близка дате культурного слоя двух других стоянок Кокоревско-Новоселовской группы — Забочки и Тележного лога.

Ниже устья Киперного лога Ia надпойменная терраса прослеживается и далее по левому берегу р. Енисей. Здесь известны еще две палеолитические стоянки — Овцесовхоз и Черемушки. Культурные горизонты обеих стоянок подчинены слоистым отложениям перигляциального аллювия. В этом отношении они ничем не отличаются от уже упомянутых местонахождений (см. рис. 80).

Таким образом, в строении Ia надпойменной террасы Енисея в районе сёл Батени, Кокорево, Новоселово отчетливо выявляется ряд общих черт, свидетельствующих о единстве главнейших этапов формирования аллювия и покровных накоплений этой террасы.

Осадки перигляциального аллювия Ia надпойменной террасы образованы супесчано-суглинистыми и песчаными разновидностями, часто чередующимися в разрезе.

В этой толще отмечаются погребенные почвы (одна или две), местами сохранившие полный профиль (стоянка Тележный лог) или только явно выражен горизонт вымывания, отмечаемый включениями в породу стяжений карбоната (стоянки Киперный лог, Забочка, Таштык). Высокий и сильный горизонт карбонатизации в этих почвах при слабом развитии гумусного горизонта свидетельствует о том, что погребенные почвы сформировались в степных, засушливых условиях. Существование таких же условий во время накопления осадков перигляциального аллювия подтверждается их частично лёссовидным обликом, наличием рассеянного пылевидного карбонатного вещества и существованием трещин усыхания. По-видимому, вследствие повышенной карбонатности попытки выделить споры и пыльцу из этих отложений не увенчались успехом.

Благодаря контрастности в окраске породы и различиям в механическом составе можно видеть, что верхняя часть толщи слоистых пород в большинстве разрезов террасы затронута криогенными нарушениями. Отмечаются нарушения, сингенетичные осадконакоплению, выраженные в смятиях слоек, пережимах и раздувах их мощности или в разрывах сплошности. Имеются солифлюкционные смятия, эпигенетически наложенные и отражающие текстуры течения грунта более крупного масштаба; наконец, клиновидные трещины усыхания глубиной до 20—30 см и шириной 10—15 см у основания также, возможно, вызваны холодным и, совершенно очевидно, сухим климатом.

Наличие в толще сингенетичных накоплению осадков криогенных структур, развитие которых возможно в условиях многолетней мерзлоты, позволяет сделать вполне определенное заключение о том, что обстановка осадконакопления аллювия Ia террасы свойственна условиям холодных перигляциальных степей или полупустынь.

Экологический состав фауны млекопитающих и находки местами раковин угнетенных маломерных моллюсков так называемого «лёссового» комплекса хорошо согласуются с приведенным выводом.

Выше по разрезу и стратиграфически выше, на поверхности аллювия Ia террасы, развита верхняя погребенная почва, отделяющая собственно аллювиальные образования от покровных. В стоянке Киперный лог можно наблюдать почти полный профиль этой почвы. В других стоянках (например, Забочка) ее отмечает лишь горизонт карбонатизации. По типу эта почва сходна с нижней.

Рассматривая положение культурных горизонтов в рыхлой толще Ia надпойменной террасы р. Енисея в районе Батени—Кокорево—Новоселово можно сделать заключение, что все основные культурные горизонты стоянок залегают под нижней погребенной почвой. В толще осадков перигляциального аллювия они встречаются несколькими слоями небольшой мощности, лежат согласно со слоями аллювия. Подобные условия залегания позволяют подтвердить вывод, сделанный ранее В. И. Громовым (1948), что эти стоянки представляют собой сезонные и сравнительно кратковременные поселения на поверхности бывлой низкой поймы, осадки которой наращивались ежегодными весенними и, возможно, летними паводками. Именно поэтому во всех подобных стоянках отсутствуют мощные культурные слои со следами долговременных поселений.

Помимо палеолитических местонахождений, связанных с аллювиальными образованиями, в Кокоревско-Новоселовском районе известны стоянки, приуроченные к конусам выноса оврагов и к покровным образованиям склонов. В их числе, прежде всего, необходимо отметить стоянку Каменный лог, культурный слой которой заключен в делюви-

альном конусе выноса, залегающем на поверхности аллювия Ia надпойменной террасы. Каменный лог (Кокорево III) выходит в долину речки Борозда в 100 м и выше впадения последней в р. Енисей. Разрез конуса выноса в левой приустьевой части лога следующий (описание С. М. Цейтлина):

	Мощность, м
1. Почва — серая пылеватая супесь с разнозернистым песком и гравием	0,1
2. Супесь светло-серая, пылеватая с мелкими включениями гравия и единичной гальки. В супесь включены линзы розоватого разнозернистого песка и гравия. Длина линз — до 50 см, мощность 7—8 см	0,3
3. Супесь светло-серая с линзами и прослоями розоватого песка и гравия (мощность 3—4 см). Два таких прослоя прослеживаются наиболее четко. Встречаются отдельные плиты песчаников размером до 20—30 см	0,2
4. Супесь светло-серая, плотная, пылеватая с редкими включениями щебня песчаников и известняково-кремнистых сланцев	0,4
5. Культурный слой — супесь коричневатая-серая с плитами песчаников размером до 40 см, между которыми рассеяны кремневые отщепы, орудия, кости. В середине слоя — горизонт угольков (2—3 см) волнистый, разорванный	0,2
6. Супесь светло-серая, плотная, пылеватая	0,6
7. Щебень песчаников с супесью, песком и гравием	0,1
8. Супесь светло-серая, плотная	0,3
9. Щебнисто-гравийный прослой с разнозернистым песком	0,25
10. Супесь светло-серая с прослоями песка, гравия. Мощность прослоев до 4 см	1,0
1. Супесь однородная, пылеватая	0,5

(видимая)

Лёссовидный характер отложений, вмещающих культурный горизонт стоянки Каменный лог, а также наличие солифлюкционных текстур (смятия и разрывы слойков слоя 5) дают основание считать, что формирование этих отложений происходило в перигляциальных условиях. Отмечается сходство строения верхней части этого разреза (слои 2—4) с верхней частью разреза стоянки Забочка. Как там, так и здесь в лёссовидную супесь включены маломощные светло-малиновые прослои и линзы песчано-гравийного материала, причем в каждом из разрезов имеется по два основных сближенных прослоя. Таким образом, принимая во внимание соотношение аллювиальных образований с толщей конуса выноса (залегание конуса выноса на поверхности аллювия Ia надпойменной террасы) и учитывая сходство в строении покровных образований тех и других, можно прийти к вполне определенному выводу об одновременности формирования покровных образований Ia надпойменной террасы и конуса выноса Каменного лога.

Ископаемая фауна млекопитающих из стоянок Кокоревско-Новоселовской группы палеолитических стоянок изучалась В. И. Громовым (1948). В последний этап археологических раскопок на этих стоянках также были сделаны значительные сборы остатков животных, служивших предметом охоты. Результаты обработки их еще не опубликованы. Однако принципиально новых в этом отношении сведений не получено, поэтому можно считать, что известные данные В. И. Громова достаточно полно отображают видовой состав фауны млекопитающих. Приводим таблицу из его упоминавшейся работы (табл. 1).

У с. Новоселово — в северном карьере кирпичного завода, в овражной промоине за ним и у пос. Новоселовский овцесовхоз (в верховье оврага, устье которого открывается юго-западнее поселка) палеолитические местонахождения встречены в покровных образованиях (Цейтлин, 1964б):

В овражной промоине у Новоселовского кирпичного завода, прорезающей выположенный террасовидный уступ высотой около 28—30 м над Енисеем, культурный горизонт (многочисленный кремневый инвентарь, кости северного оленя) встречен, судя по данным Цейтлина (1964б), на глубине 1—1,3 м от поверхности в серой лёссовидной супеши. Мощность лёссовидных отложений достигает здесь 4—5 м. В уступе

Фауна группы Кокоревских стоянок (по Громову, 1948)

Животные	Тележ- ный лог	Забочка	Кипер- ный лог	Камен- ный лог	Животные	Тележ- ный лог	Забочка	Кипер- ный лог	Камен- ный лог
Mammuthus pri- migenius	×				Ovis ammon aut Capra sibirica		×		
Equus (Equus) sp.	×	×		×	Bos aut Bison		×	×	
Equus hemionus			×		Alopex lagopus	×			
Rangifer tarandus	×	×	×	×	Canis lupus	×			×
Cervus sp.		×	×		Lepus sp.		×		×
Cervus elaphus			×		Marmota bobak	×	×		×
Ovis ammon		×			Aves n. det.	×	×		

× — присутствует ×× — много

склона в северном карьере кирпичного завода среди лёссовидных отложений видны два горизонта карбонатизации с разрушенными дутиками. Непосредственно под нижним из них найдены кремневые отщепы и остатки кострища. В этом карьере культурные остатки залегают на глубине 2—2,4 м. Характерно, что прослой с культурными остатками несет следы мерзлотного воздействия — он разорван и изогнут.

В верховье оврага, к юго-западу от пос. Новоселовский овцесовхоз (на высоте примерно 25 м над Енисеем), культурный горизонт встречен в супесчано-суглинистых отложениях на глубине 4 м под двумя погребенными почвами, из которых верхняя находится на глубине 1,7, а нижняя — на глубине 3,5 м. Обе почвы нарушены воздействием мерзлоты, что особенно четко отражено в характере солифлюкционных деформаций их гумусных горизонтов, круто изогнутых, пережатых в мощности и разорванных.

Таким образом, можно видеть, что и в покровных отложениях культурные горизонты залегают под двумя погребенными почвами или их следами, выраженными уровнями повышенной карбонатизации. Почвы формировались в засушливых степных условиях. Они нарушены двукратным проявлением солифлюкции, из которых позднейшее было более мощным. Все это позволяет считать геологический возраст культурных горизонтов, захороненных в покровных образованиях кирпичного завода и оврага за поселком овцесовхоза, близким к культурным горизонтам, подчиненным перигляциальному аллювию Ia надпойменной террасы. Имеющиеся данные по абсолютной хронологии твердо устанавливают время палеолитической культуры стоянок типа Забочки и безымянного пока местонахождения у Новоселовского кирпичного завода в 13,3—15,4 тысячи лет.

В суженной части Енисейской долины, между с. Езагаш и г. Красноярском, крупное палеолитическое местонахождение известно у устья левого притока Енисея—Бирюсы. Стоянка Бирюса, судя по результатам ее изучения С. М. Цейтлиным, приурочена к толще накоплений I надпойменной террасы Енисея, прослеживающейся ниже по течению от устья р. Бирюсы (Равский, Цейтлин, 1965а, б). Терраса эта возвышается на 10—11 м над уровнем реки. Площадка террасы со стороны Енисея обрамлена узкой полосой низкой поймы, имеющей высоту на бровке около 5 м, и прислоняется к высоким коренным склонам.

Следует учесть, что в суженной части долины высоты террас несколько повышены. В связи с этим и относительное превышение Ib надпойменной террасы над урезом Енисея здесь близко к высоте Ia террасы у с. с. Кокорево и Новоселово.

В разрезе археологического раскопа, заложенного на Ib надпойменной террасе, видно следующее строение аллювия верхней части этой террасы (описанного С. М. Цейтлиным):

1. Почва: дерновина (0,15 м), темно-серая пылеватая супесь с включением щебня, небольших глыб и гальки. Под дерновиной — обломки костей млекопитающих	0,55
2. Супесь, желтовато-серая, макропористая. Кровля слоя нечеткая, подошва — ровная, изогнутая	0,2
3. Супесь коричневатно-желтая с тремя прослоями более темной коричневой супеси. Слой разбит морозобойными трещинами, проникающими и в нижележащие слои до глубины 1,8 м. Грунтовое заполнение трещин — коричневатая глинистая супесь. Прослой вмещающей супеси отогнуты вниз морозобойной трещиной. Трещины в стенке раскопа расположены с интервалами в 4—5 м. В слое два культурных горизонта мощностью до 5 см, на глубине 1,1 и 1,2 м. Они разделены прослоем серо-желтого тонкозернистого песка	0,3
4. Переменяемость горизонтально-слоистого белесого и серого песка. Мощность прослоев колеблется от 0,02 до 0,15 м. На глубине 1,45 м — культурный горизонт, мощность которого 3—4 см. Видимая мощность	0,9

По наблюдениям В. И. Громова (1948), ниже слоя 4 еще на 4,2 м идет переслаивание песков и суглинков. Русловая фация аллювия не вскрыта. В приведенном разрезе палеолитические культурные горизонты (их три) располагаются в верхней части перигляциального, как мы считаем, аллювия террасы. Чрезвычайно показательно наличие довольно мощных морозобойных трещин, разбивших описываемые отложения в конце завершения аккумуляции слоя 3. Это обстоятельство свидетельствует о том, что палеолитические стоянки находились здесь до последнего резкого похолодания, вызвавшего образование морозобойных трещин.

В северной части рассматриваемого отрезка долины Енисея нами были посещены стоянки Афонтова гора II и Дружиниха (Береговая Таскино).

Во всех обзорах палеолитических местонахождений в долине Енисея, касающихся культурно-хронологических сопоставлений или геологического положения культурных горизонтов в стратиграфическом разрезе, в качестве мерил сравнений рассматривается стоянка Афонтова гора II. Действительно, этот широко известный палеолитический памятник, открытый В. И. Громовым более 50 лет назад, был детально изучен археологами (Н. К. Ауэрбах, Г. П. Сосновский, а также Л. Савицкий) и геологами (В. И. Громов). Глубокая проработка всего комплекса геологических и археологических данных по этой стоянке позволила В. И. Громову вполне убедительно считать стоянку Афонтова гора II позднеленинковой (вюрмской) и сравнимой в культурно-хронологическом отношении с мадленскими стоянками Русской равнины («сибирская фация мадлена»).

Основные раскопки стоянки Афонтова гора II были проведены в 1923—1925 гг. В те годы она располагалась в окрестности г. Красноярска. В настоящее время этот район относится к густонаселенной и плотно застроенной части города, само место раскопов занято постройками. Из-за этого в настоящее время возможны только частичные наблюдения, не раскрывающие достаточно полно и надежно геологию стоянки. Поэтому, несмотря на большое значение стоянки, далее вопрос о ее геологическом положении не рассматривается. Материалы В. И. Громова необходимо дополнить лишь одним новым и важным фактом. В лёссовидных отложениях, заключающих культурный слой, в 30—40 м от старых раскопов, в расчистках сейчас можно видеть рассеянные мелкие кусочки древесного угля. Следы очага, орудиями и костями эти находки не сопровождаются и отнесение их к культурному слою достоверно невозможно. Но независимо от природы скоплений древесного угля несомненно, что они одновременны заключающим их лёссовидным отложениям и не могут существенно отличаться по возрасту от нижнего культурного слоя стоянки, так как залегают в одних и тех же отложениях, на одном гипсометрическом уровне. Угли, собранные С. М. Цейтлиным из

двух горизонтов, разделенных прослоем мощностью 3—5 см, были исследованы в Лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН СССР. Их возраст оказался равным 20900 ± 300 лет (ГИН-117) (Чердынцев и др., 1966). Эта дата фиксирует два важных геологических события — начало накопления лёссовидных отложений верхнего покрова и существование самой ранней на Енисее, палеолитической культуры.

Значительно севернее группы известных Красноярских палеолитических стоянок расположена стоянка Дружиниха (Береговая Таскино), открытая и описанная В. А. Зубаковым (1962). Эта стоянка обнаружена на левом берегу долины Енисея, в 2,5 км выше устья руч. Дружиниха, близ дер. Береговая Таскино. В районе стоянки ручей Дружиниха пререзает фрагмент II надпойменной террасы (высотой около 17 м) и далее течет среди поймы Енисея, примыкающей своей несколько повышенной тыловой окраиной непосредственно к уступу террасы с культурным горизонтом стоянки. В разрезе террасы:

	Мощность, м
1. Гумусный горизонт современной почвы	0,35
2. Суглинок желтовато-серый, пылеватый, макропористый, однородный, бесструктурный с рассеянными точечными включениями карбоната, лёссовидный. В нем на глубине 0,6—0,7 м лежит культурный слой стоянки — отщепы и орудия из зеленоватого кремня, обломки костей. Переход к следующему слою без ясной границы	0,85
3. Переслаивание двух разновидностей суглинка желто-серого, слабоглинистого (или алевритового) и суглинка светло-серого более плотного со слабыми признаками вязкости и пластичности. Мощность слоев колеблется от 1 до 10 см. Вторая разновидность преобладает. Границы слоев нечеткие. На глубине 0,4—0,8 м от кровли слоя прослеживаются ясные нарушения сплошности границ слоев, значительные изменения их плотности. Тип нарушений скорее всего свидетельствует о вытравивании сегрегационного льда. Вниз по разрезу увеличиваются мощности слоев (до 10—15 см) светло-серого суглинка, постепенно переходящего в тонкую супесь. Мощность слоев желтовато-серого суглинка 1—2 см. Обе разновидности обнаруживают тонкую микрослоистость, наряду с этим слабые признаки лёссовидности — макропористость и рассеянную карбонатность	3,30
4. Супесь коричневато-бурая, с включениями кусочков древесного угля. Содержит прослой серого суглинка	1,50
5. Песок коричневатобурый, разчозернистый, тонко-слоистый, с мелкими суглинистыми катунами	0,30
6. Супесь грубая, песчанистая, коричневато-серая, тонкослоистая. Слоистость подчеркивается вариациями в интенсивности окраски	0,8
7. Галечник, преимущественно крупный, хорошо окатанный, разнообразного петрографического состава, заключенный в разчозернистом промтом песке; прослеживается до уреза ручья Дружиниха	5,0

В приведенном разрезе четко выделяются две пачки: покровных лёссовидных (слой 2) и аллювиальных (слой 3—7) отложений. В свою очередь аллювиальные накопления ясно разделяются на осадки перигляциального аллювия, обладающего несколько лёссовидными свойствами (слой 3), и на накопления русловой фации нормального аллювия (слой 5). Что касается осадков пойменной фации, то наиболее вероятно к ним должны быть отнесены пески и супеси слоев 4—6. В отличие от аллювия слоя 3, они не имеют лёссовидного облика, не несут следов мерзлотных нарушений. Культурный горизонт расположен в покровных образованиях, внизу слоя 2. Положение культурного горизонта неопровержимо свидетельствует о том, что эта стоянка не связана с аллювием описываемой террасы. Человек жил здесь после завершения аккумуляции ее водных отложений, вероятно когда Енисей или его протока протекали под уступом этой террасы. Скорее всего, стоянка одновременна формированию аллювия I надпойменной террасы. Как можно видеть из вышеизложенного, последние во времени лёссовидные образования склонов фиксируются в конце завершения формирования аллювия Ib надпойменной террасы, что отчетливо видно в разрезах стоянок Переселен-

ческий пункт и Бирюса. Поэтому есть основание полагать, что геологический возраст стоянки Береговая Таскино наиболее близок стоянкам Бирюса и Переселенческий пункт, Каменный лог.

В связи с изложенным, мнение В. А. Зубакова (1962, стр. 119) о том, что «...стоянка «Дружниха» синхронна, по всей вероятности, раннему типу мамонтового комплекса...», является ошибочным.

О геологии ангарского палеолита

Следы палеолита в бассейне Ангары обнаружены в конце прошлого века А. Л. Чекановским, И. Д. Черским (1872), Ю. В. Витковским (1889). В настоящее время здесь известно около 30 местонахождений, включающих несколько крупных стоянок (Береговая, 1960). Большое внимание изучению ангарского палеолита в разные годы уделялось М. М. Герасимовым (1923, 1931а, 1931б, 1940, 1941, 1958а, б), Г. П. Сосновским (1934), Сосновским и Герасимовым (1937), А. П. Окладниковым (1940а, б, в; 1941а, б). Изучению геологии и фауны палеолита этого района посвящены работы В. И. Громова (1935, 1937, 1948). В бассейне Ангары, как и на Енисее, представлен поздний палеолит. Исключение составляет находка грубых каменных орудий, совместно с зубом трогонтериевого слона, сделанная Н. И. Соколовым и Н. В. Тюменцевым (1949) в долине р. Куды, на окраине с. Коты. Эта находка, вероятно, относится к среднему палеолиту (мустье), а может быть, она еще более древняя. Однако найденные орудия не сохранились и стоянка впоследствии никем не изучалась.

Большой интерес представляют стоянки Мальта, Буреть, стоянка у Военного госпиталя в г. Иркутске. Все они находятся примерно в одинаковых геологических условиях и большинством исследователей относятся к древнейшим палеолитическим поселениям Сибири. Однако в отношении археологической датировки этих стоянок существуют значительные разногласия. Так, П. П. Ефименко (1953) относит их к концу солютре — началу мадленского времени, Г. П. Сосновский — к первой древнейшей стадии ранней поры позднего палеолита (солютре), М. М. Герасимов — к сибирскому варианту ориньяка. А. П. Окладников (Okladnikov, 1961) — к раннему мадлену. Все авторы датируют мальтинскую стоянку более ранним временем, чем нижний горизонт стоянки Афонтова гора II в долине Енисея в Красноярске.

Более позднюю стадию развития ангарского верхнего палеолита, по мнению археологов, представляет стоянка Верхоленская гора. Однако В. И. Громов (1948), обследовавший геологию стоянки и ее окрестностей, пришел к выводу, что здесь скорее всего наблюдается смешение разновременных культурных остатков на месте почти уничтоженной палеолитической стоянки. Геологические условия залегания других памятников того же типа, что и Верхоленская гора, ко времени завершения обобщающей работы В. И. Громова не были выяснены.

В последние годы в изучении ангарского палеолита наметился существенный сдвиг. Были возобновлены археологические раскопки наиболее важных из известных ранее стоянок (Мальты, Усть-Белой, Верхоленской горы) и открыто несколько новых памятников (Федяево, Красный яр). Попутно изучалась геология палеолитических местонахождений. Отдельные указания о положении культурных горизонтов палеолита в стратиграфическом разрезе плейстоцена сделаны автором (Равский, 1959а, 1960, Равский и др., 1964), частично совместно с С. М. Цейтлиным (Равский, Цейтлин, 1965б). Наиболее подробное и полное описание геологии новых ангарских стоянок содержится в работе Н. А. Логачева и др. (1964). В ней на уровне современных знаний рассмотрены вопросы строения, текстуры, состава отложений, вмещающих культурные горизонты палеолитических стоянок, и намечена их стратиграфия. Бла-

годаря этим новым работам прежние материалы В. И. Громова значительно расширены и дополнены, а частично получили иное толкование.

Положительно оценивая в целом работу Н. А. Логачева и считая правильными многие его положения, мы не можем, однако, разделить его взгляды на некоторые вопросы стратиграфии и геологической периодизации ангарского палеолита. Поэтому дальше будут изложены необходимые фактические данные и обобщения, отражающие нашу точку зрения по затронутым вопросам. Эти данные касаются только некоторых главных для решения поставленных задач палеолитических местонахождений.

Геологию ангарского палеолита целесообразно начать с рассмотрения антропогенных отложений низовьев долины р. Белой. Именно к этому ее отрезку тяготеют стоянки Мальта, Буреть, Усть-Белая, Черемушник, Бадай и ряд других палеолитических местонахождений. Наиболее полные геологические разрезы наблюдались в районе так называемой Мальтинской излучины. Приведем схему ее геологического строения (рис. 85).

Как видно, здесь полно развита серия надпойменных террас от I до V, а также уровни низкой и высокой поймы. Аллювиальные отложения всех террас, кроме I, перекрыты покровными образованиями, в некоторых местах достигающих значительной мощности, и имеющих сложное многоярусное строение.

Приведем данные, характеризующие строение аллювиальных и покровных отложений в низовьях р. Белой и положение среди них культурных горизонтов стоянок палеолита.

Наиболее высокая и древняя надпойменная терраса сохранилась на левом берегу, между пос. Тайторка и с. Мальта. Ее хорошо выраженная в рельефе поверхность располагается на высоте 45—50 м над меженным уровнем реки. Аллювиальный покров террасы в основном размыт и на цоколе из коренных пород только кое-где сохранились остатки непереотложенного галечника. Галечник в основном среднего размера (2—5 см в диаметре), хорошо окатанный. Галька состоит преимущественно из кварца, кварцитовидного песчаника, кремня. Связывающей породой, содержание которой достигает 20—30%, является серовато-охристый, слабо глинистый разнозернистый песок. Отмеченные мощности галечника — 1—1,5 м. Он залегает на сильно выветрелом, со следами каолинизации, юрском песчанике.

IV терраса наблюдалась по правому берегу р. Белой в месте наиболее глубокого врезания реки в глубь правого склона. На бровке она имеет высоту 24—26 м, но в направлении к коренному борту ее уровень возрастает до 30—33 м. Здесь, вблизи водоразборной станции, заложен карьер, в стенках которого можно проследить следующий разрез:

	Мощность, м
1. Почва подзолистого типа	0,4
2. Супесь грубая, палево-серая, со слабо выраженными лёссовидными свойствами, сильно карбонатизированная (пятнами и разводами)	0,4
3. Тонкое горизонтальное переслаивание песка светло-серого, среднезернистого, рыхлого, промытого, с песком, более темным по окраске и глинистым. Слоистость слабо волнистая. Доминирует в переслаивании первая разновидность	1,40
4. Супесь грубая, с примесью песка, охристо-серая, включает подчиненные прослои светло-серого рыхлого промытого песка мощностью 3—5 см. Эти прослои выдерживаются на значительном расстоянии по простиранию и местами увеличиваются в мощности вдвое. По четкой границе с нижележащим слоем лежат мелкие гальки, щебень и гравий	1,20
5. Песок серовато-желтый, среднезернистый, тонкослоистый с примесью глинистых и пылеватых частиц. Слоистость с падением к реке под углом 23—25°. По слоистости происходит чередование более грубых и тонких разновидностей, варьирующих также по интенсивности окраски	1,25
	(видимая)

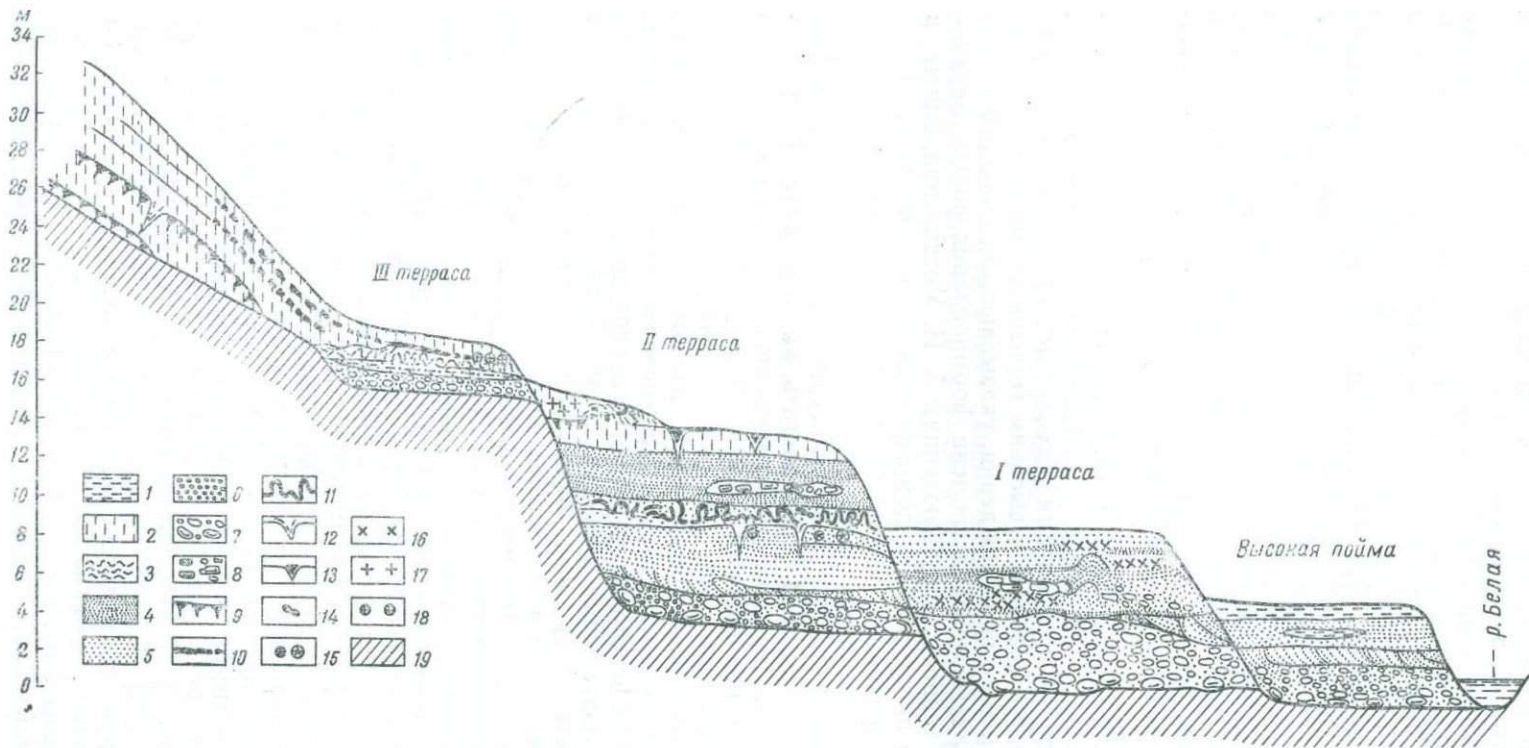


Рис. 85. Схема строения аллювиальных отложений низких террас р. Белой и покровных образований в Мальтинской излучине и положение культурных горизонтов палеолита

1 — суглинок; 2 — лёссовидные суглинки и супеси; 3 — лёссовидные отложения, затронутые криогенными нарушениями; 4 — мелко- и тонкозернистый песок; 5 — средне- и крупнозернистый песок; 6 — гравий; 7 — галечник и валуник; 8 — щебень глыбы; 9 — межледниковые погребенные почвы; 10 — межстадиальные нарушенные мерзлотой погребенные почвы; 11 — карбонатное землистое вещество; 12 — псевдоморфозы по жильным льдам; 13 — грунтовые жилы; 14 — находки остатков грызунов; 15 — ископаемые кротовины; 16 — культурные горизонты стоянки Усть-Белая; 17 — культурный горизонт стоянки Черемушник; 18 — культурный горизонт (нижний) стоянки Мальта; 19 — коренные (кембрийские и юрские) породы

В описанном разрезе вскрыта только верхняя часть аллювиальной толщи, которая, судя по приведенным данным, весьма типична для перигляциального аллювия. Нижняя часть разреза, соответствующая нормальному аллювию, здесь не обнажена.

К III надпойменной террасе р. Белой приурочена Мальтинская палеолитическая стоянка, пользующаяся мировой известностью. Строение ее рыхлого покрова описано в ряде работ, посвященных как археологии (Герасимов, 1958а, б), так и геологии (Громов, 1937, 1948; Москвитин, 1950; Логачев и др., 1964). Причем эти авторы придерживаются весьма различной трактовки разреза, наблюдавшегося при раскопках. Все сходятся на том, что культурный слой стоянки и комплекс ее жилых сооружений подчинены толще лёссовидных суглинков, составляющих верхнюю часть рыхлого покрова террасы, имеющей высоту 18—20 м над межленным урезом реки. Однако далее мнения расходятся. В. И. Громов (1948) считает, что эти лёссовидные суглинки — верхний член аллювиальной толщи террасы и, следовательно, верхний ее горизонт и культура Мальты синхронны.

По мнению А. И. Москвитина, также изучавшего геологию этой стоянки, ее культурный слой лежит на маломощной погребенной почве, зажатой между двумя горизонтами лёссовидных отложений. Погребенная почва отличается сильным и высоким горизонтом обызвесткования, может быть, вторичного происхождения, указывающим, по-видимому, на тундровые засушливые условия времени формирования почвы. Верхние 1—2 м галечника террасы, по наблюдениям А. И. Москвитина, смяты в крутые складки и пронизаны псевдоморфозами по ледяным клиньям.

Другая точка зрения на положение культурного слоя возникла у Н. А. Логачева: «... на самом деле нет достаточных оснований,— пишет этот автор,— 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... Отсутствие в культурном слое признаков почвы,— продолжает он,— 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» (Логачев и др., 1964, стр. 150). Как следует из приведенных данных, не видя в раскопках погребенной почвы, Н. А. Логачев не отрицает тем не менее ее развития и связи с ней палеолитической культуры. Мы считаем, что наличие почвы несомненно. Наблюдая разрез склоновых лёссовидных отложений, спускающихся от уровня той же 50-метровой террасы на поверхность 18—20-метровой мальтинской террасы в карьере шамотного завода (описание которого уже было приведено), можно видеть в зырянском ярусе лёсса самую верхнюю, маломощную, слабо развитую интерстадиальную почву, весьма сходную с почвой, описанной А. И. Москвитиним. Поскольку только она одна из четырех прослеживаемых здесь почв спускается со склона на поверхность III мальтинской террасы, можно думать, что именно эта почва и прослеживается на площади стоянки.

Таким образом, предположение В. И. Громова, так же, как и последующее утверждение А. И. Москвитина по поводу связи культурного слоя с почвой, по-видимому, достаточно достоверно. Вероятно, во время последнего этапа работ на мальтинской стоянке почва была выражена хуже, чем при первых археологических раскопках.

Весьма интересны и важны данные Н. А. Логачева о текстуре лёссовидных отложений, подстилающих и перекрывающих культурный слой. Суглинки, лежащие над ним, имеют палево-желтый цвет, отличаются неслоистым массивным сложением, макропористостью, вертикальной

отдельностью. Мощность этого горизонта колеблется в пределах 1,2—1,5 м. Нижний горизонт, по описанию Н. А. Логачева, лежащий между культурным слоем и кровлей аллювия, сходен с верхним, но местами в нем явно различается слоистость, выраженная в чередовании тонких слоев палевых и желтовато-коричневых разновидностей. Среди суглинков встречаются тонкие линзы мелкозернистого табачно-зеленого песка. Слоистость несколько нарушена мерзлотными процессами, о которых уже писал А. И. Москвитин. Таким образом, как предполагает Н. А. Логачев, культурный слой стоянки расположен над горизонтом с признаками солифлюкционного течения. Эти не отмеченные ранее особенности строения и текстуры отложений, вмещающих культурный слой, дают основание и для несколько иной трактовки их генезиса и возраста. Наличие слоистых лёссовидных отложений, чаще всего суглинков, представляет собою часто наблюдающуюся особенность строения плейстоценового аллювия перигляциального типа, в котором они слагают самую верхнюю часть разреза. Поэтому наличие маломощного лёссовидного суглинка слоистой текстуры позволяет нам, в отличие от взглядов других исследователей, относить его не к склоновым делювиальным образованиям, а к аллювиальным отложениям III террасы. Верхний лёссовидный горизонт обладает всеми типичными признаками склоновых отложений подобного рода и должен, естественно, относиться к покровным образованиям.

На основании приведенных данных и собственных наблюдений попытаемся дать сводное описание разреза рыхлой толщи III террасы на участке мальтинской палеолитической стоянки:

	Мощность, м
1. Почва степного типа	0,35
2. Супесь тонкая, палевая, пылеватая, макропористая, слабо карбонатная с вертикальной отдельностью, включает редкие мелкие щебенки. В верхней части, обогащенной включениями карбонатов (горизонт В современной почвы), содержит редкие мезолитические орудия типа бадайских, а также связанные с этим верхним культурным слоем кости северного оленя, быка, лошади	1,5
3. Нижний культурный слой (о котором уже шла речь), образованный скоплением костей животных, находками кремневых отщепов и орудий, кострищами и следами жилищ	0,3
4. Суглинок тонкий, горизонтальнослоистый, что хорошо заметно благодаря чередованию палевой и желтовато-коричневой разновидностей и включению линз тонкозернистого песка. Слоистость нарушена мерзлотными процессами, по типу близкими к солифлюкционным или криостатическим	1,3
5. Песок мелкозернистый, сильноглинистый, тонко горизонтальнослоистый, однородный, зеленовато-серого цвета; по ровной четкой границе переходит в следующий слой	0,3
6. Галечник, состоящий в основном из галек 2—5 см в диаметре, хорошо окатанных, из кремня, кварца, известняка и других пород, содержащий до 50% разнозернистого, промывного рыхлого, гравелистого песка. Сверху вниз размеры галек несколько возрастают, удлиненные гальки ориентированы в горизонтальном направлении	1,8
7. Известняки и доломиты среднего кембрия (до уреза реки)	

В этом разрезе галечники слоя 6 представляют собой типичную русловую фацию нормального аллювия рек Средне-Сибирского плоскогорья. Слой 5 столь же типичен для отложений пойменной фации. Здесь, однако, мы сталкиваемся, по-видимому, с фактом размыва, так как мощность этого слоя незначительна. Что касается слоистого лёссовидного суглинка (слой 4), то, несмотря на малую мощность, его следует относить к отложениям перигляциального аллювия, так как в составе нормального межледникового аллювия лёссовидные отложения представляют собой чуждые образования, не совместимые с обстановкой его накопления. Слой 3, как указывалось, совпадает с плохо сформированной погребенной почвой, а слой 4 образован склоновыми делювиальными (или делювиально-солифлюкционными) отложениями.

Переходя к рассмотрению данных о геологическом возрасте столь разнородного разреза, необходимо прежде всего установить, что та его часть, которая относится к нормальному аллювию, могла отложиться только в условиях межледниковья. В общем стратиграфическом обзоре приведены уже данные, согласно которым нижняя часть аллювиальной толщи III террасы относится к мессовскому межледниковью. Перигляциальную часть аллювия (слой 4) естественно сопоставлять с тазовским горизонтом. Для выяснения времени формирования погребенной почвы и культурного слоя можно использовать разные наблюдения. Залегание культурного слоя поверх уровня аккумуляции аллювия III террасы несомненно датирует стоянку послетазовским временем.

Этому выводу нисколько не противоречит и состав фауны стоянки. По данным В. И. Громова (1948) и Н. М. Ермолова (1963), среди «кухонных отбросов» резко преобладают остатки *Rangifer tarandus*, *Mammuthus primigenius* и *Coelodonta antiquitatis*; довольно много костей *Alopex lagopus*. Остальные животные — *Equus caballus*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *Gulo gulo*, *Ursus arctos*, *Felis spelaea*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes* — представлены весьма немногочисленными по количеству особей остатками. Эта обычная в составе верхнепалеолитического комплекса фауна может указывать на возраст вмещающих отложений в диапазоне верхнего плейстоцена принятой нами стратиграфической схемы.

Для уточнения стратиграфического положения почвы и культурного слоя можно воспользоваться наблюдениями над распространением почв. Выше было уже отмечено, что в разрезе шамотного завода, заложенного всего в 2—3 км от стоянки, видно, что на поверхность террасы со склона спускается только верхняя, плохо сформированная и разрушенная мерзлотой интерстадиальная почва зырянского яруса лёссовидных покровных образований. Эту почву мы и сопоставляем с почвой культурного слоя, отнеся его ко времени завершающей стадии зырянского оледенения. К этому же времени относится и стоянка. Мальтинские поселенцы, оставившие на стоянке нижний культурный слой, жили на поверхности полностью сформированной и вышедшей из-под влияния речных паводков террасы в то время, когда заканчивалось накопление перигляциального аллювия более низкой II (1—16 м) террасы.

Благодаря большому значению мальтинской стоянки для археологии и четвертичной геологии дважды предпринимались попытки выяснить ее абсолютный возраст. Отсутствие наиболее надежного для этих целей древесного угля вынуждало обращаться к другому материалу — костям. В первом случае определение их возраста было проведено так называемым иониевым методом (по соотношению изотопов урана и тория) и, как сообщил об этом В. В. Чердынцев (1961), возраст оказался равным 23 ± 5 тысяч лет.

Указанная работа проводилась на заре исследований по абсолютной геохронологии и была выполнена, с современной точки зрения, на невысоком методическом уровне. Вследствие этого степень достоверности приведенной даты не поддается объективной оценке. Сам В. В. Чердынцев позже не настаивал на ее непогрешимости. Во второй раз абсолютный возраст культурного слоя выяснялся радиоуглеродным методом (по C^{14}) в Лаборатории Геологического института. При этом была установлена дата стоянки 14750 ± 120 лет (ГИИ-97) (Чердынцев и др., 1965). Однако и при втором определении, благодаря неполноценности исходного материала, приведенная дата не может считаться окончательной. Она надежна лишь в том смысле, что возраст мальтинской культуры не может быть более молодым, чем 15 тыс. лет.

Таким образом, в настоящее время все еще нельзя опираться на данные абсолютной хронологии, и в вопросе о возрасте стоянки необходимо ограничиваться только геологическими соотношениями. Принятая

нами геологическая датировка не противоречит заключению об абсолютном возрасте культурного слоя с приведенными уже оговорками. Во всяком случае, прямыми данными об абсолютном возрасте культурного слоя Мальты устанавливается его значительно более древний возраст, чем палеолитических стоянок типа Тележного или Киперного лога на Енисее, достоверно датированных радиоуглеродным методом как сартанские. Еще более внушительная разница, как увидим, имеется в возрасте Мальты и стоянки Усть-Белая.

Со II надпойменной террасой также связаны палеолитические местонахождения. В низовьях Белой эта терраса широко развита и в нескольких местах вскрыта горными выработками. Один из разрезов наблюдался в песчаном карьере, заложенном на сниженной бровке террасы, имеющей здесь высоту 11—12 м¹.

	Мощность, м
1. Почва	0,3
2. Песок разномзернистый, сильно глинистый, ожелезненный за счет процессов почвообразования	0,3
3. Песок среднезернистый темно-серый, промытый, «речной»	0,5
4. Галечник разнообразного петрографического состава — из местных известняков, кремня, кварцита, кварца размерами от гравия до валунов в 20—30 см в разномзернистом гравелистом промытом песке	0,3
5. Песок разномзернистый, лишенный глинистых частиц с линзами гравия	0,4
6. Тонкое переслаивание супеси темно-серого цвета, иногда укрупненной до тонкозернистого песка, и песка мелкозернистого светло-серого, промытого	1,4
7. Песок крупнозернистый с содержанием гравия, резко косослоистый. По плоскости слоистости распределены мелкие плоские гальки и большое количество плиток каменного угля	0,3
8. Супесь табачно-серого цвета, илстая, тонкослоистая, слабо ожелезненная, имеет резкую границу со слоем 9	0,2
9. Галечник средней крупности (3—5 см) с редкими валунами разнообразного петрографического состава в промытом разномзернистом песке	2,1

В приведенном разрезе обращает на себя внимание весьма характерная особенность строения аллювиальной толщи. Как и в ряде других мест, II терраса здесь состоит из двух аллювиальных пачек. Нижняя — построена по типу современной поймы и состоит из отложений русловой фации (галечник слоя 9) и осадков, накапливающихся на прирусловой отмели (пески слоя 7) и обычных осадков пойменной фации (горизонтальнослоистые супеси слоя 6), несколько обогащенных органическими примесями и содержащих раковины пресноводных моллюсков. Со слабым размывом на подстилающих породах лежит верхняя пачка аллювия, начинающаяся также слоем галечника, отличающегося от нижнего галечника преобладанием местного материала и его плохой обработкой (слой 4). Выше лежат аллювиальные пески. Нижнюю пачку нормального аллювия наиболее вероятно следует датировать временем казанцевского межледниковья, а верхнюю — считать синхронной зырянскому оледенению и, следовательно, относить к перигляциальному аллювию. В более развитой форме перигляциальный аллювий этой же террасы наблюдался в другом обнажении, расположенном в Мальтинской излучине, на левом берегу реки Белой, примерно посередине между ее устьем и пос. Бадай. В эрозионной рывтине, разрезающей бровку неширокой здесь террасы, можно наблюдать следующий разрез.

	Мощность, м
1. Почва подзолистого типа	0,4
2. Суглинок грубый, палево-серый, слабо песчаный, неясно тонкослоистый, лёссовидный	0,4
3. Переслаивание песка разномзернистого, преимущественно мелкого, сильно пылеватого, и суглинка грубого, песчанного, палево-серого, лёссовидного. Мощности слоев 2—4 см. Границы между ними нерезкие, вслед-	

¹ Ранее эта терраса нами ошибочно принималась за I надпойменную (Равский, 1960).

стве чего вся слоистость слабо выражена. Сверху вниз мощности слоев песка возрастают, и слоистость становится более четкой	0,9
4. Суглинок средний, палево-серый, однородный с неясными признаками слоистости	0,4
5. Суглинок буровато-коричневый, содержащий до 30—40% щебня известняка (или доломита?) и редкие гальки	0,25 (видимая)

Прослеживая этот же разрез в соседней эрозионной рытвине, под современной почвой подзолистого типа, можно видеть чуждый этому почвенному профилю интенсивно-черный гумусный горизонт мощностью 40 см. Очевидно, в данном случае подзолистая почва сформировалась поверх степной черноземного типа. Глубже, в основании горизонта лёссовидного суглинка, отвечающего слою 2 приведенного обнажения, лежат фрагменты другой ископаемой почвы, разрушенной мерзлотой и сохранившейся лишь отдельными изолированными пятнами черного гумуса, внедренными в породу слоя 3. Эти данные позволяют считать, что перед отложением покровного лёссовидного суглинка проявлялись интенсивные процессы солифлюкции. Первую сверху погребенную почву, учитывая ее степной характер и наличие хорошо сформированного гумусного горизонта и кротовины, наиболее вероятно можно относить к каргинскому межледниковью. Тогда лежащий выше слой лёссовидного покровного суглинка или супеси должен принадлежать сарганскому оледенению, а мерзлотные деформации, разрушившие почвенный горизонт, — к ранним фазам его развития.

У тылового шва II террасы лёссовидный покровный суглинок прослеживается повсеместно.

Именно в таких условиях находится позднепалеолитическое поселение Черемушник. В археологическом раскопе, заложенном Г. И. Медведевым, можно видеть:

Мощность, м

1. Почва подзолистого типа с хорошо выраженным, но маломощным гумусным горизонтом и горизонтом вымывания, обозначенным скоплением охристых пятен и стяжений окислов железа. Каменные орудия, отщепы и другие атрибуты культурного слоя встречены в основании современного почвенного горизонта	0,3
2. Супесь палево-серая, пылеватая, пористая, карбонатная, неслоистая, с примесью песка и мелкого гравия. Постепенно переходит в следующий слой	0,6
3. Песок темно- и мелкозернистый с примесью пылеватого материала, палево-серый. Наблюдается переслаивание двух близких разновидностей — относительно промытого рыхлого светло-серого песка и песка более темного, тонкого по механическому составу и пылеватого. Преобладает вторая разновидность. Мощности слоев 0,3—0,5 см, границы нечеткие и неровные	

Поскольку современная почва сформировалась на субстрате из лёссовидных супесей слоя 2, который несомненно представляет собою делювиальный (или делювиально-солифлюкционный) покров, то культурный слой стоянки следует сопоставить с временем завершения накопления покровных лёссовидных отложений у тылового шва II террасы. Чередование тонкозернистых пылеватых песков (слой 3) в этом разрезе относится к верхам аллювиальной толщи и весьма характерно для перигляциальной ее части.

Подобные условия залегания нередки для стоянок бадайской культуры, отнесенной М. М. Герасимовым (1940) к началу мезолита. Весьма существенные наблюдения над геологическими соотношениями слоев мальтинской и бадайской культур сделал Н. А. Логачев (Логачев и др., 1946). В толще покровных лёссовидных супесей или песков между Мальтой и шамотным заводом в одном разрезе, так же как и на стоянке Мальта, встречены два культурных горизонта — верхний мезолитический, бадайский, и нижний, по типологии инвентаря соответствующий Мальте. Между ними находится стерильная прослойка мощностью 40—70 см.

Нижний слой лежит в подошве покровных отложений, на границе с подстилающими их аллювиальными осадками III террасы, т. е. в условиях, неотличимых от тех, которые наблюдались на мальтинской стоянке. Нижний культурный слой и подстилающие слои аллювия разбиты псевдоморфозой по ледяному клину, основание которой, однако, лежит не в кровле аллювия, а выше, в середине покровного горизонта. Видимо, Н. А. Логачев делит этот покровный горизонт на две генерации, что вполне оправдано, так как ледяной клин мог развиваться только от дневной поверхности, во время перерыва в осадконакоплении. Естественно, что нижний культурный горизонт относится ко времени, предшествующему заложению клина, и был им деформирован дважды — при

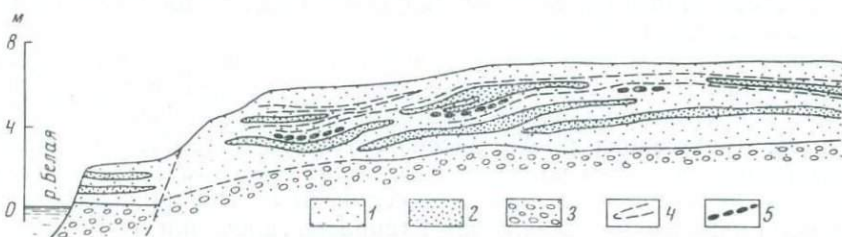


Рис. 86. Схема строения аллювия 6—8-метровой террасы на стоянке Усть-Белая
1 — ил и супесь; 2 — песок; 3 — галечник; 4 — слои мезолита; 5 — каменные «вымостки»

его образовании и в процессе деградации. Верхний культурный слой не испытал нарушений, на основании чего можно судить о его формировании после деградации клина. Вся последовательность событий представляется нам в следующем виде. Нижний культурный горизонт образовался на поверхности аллювия в конце зырянского времени и был прикрыт еще позднэзрянским покровом. В течение каргинского межледниковья покровные отложения не накапливались; ему соответствует граница размыва. В сартанское ледниковье заложилась полигональная система, которая даже сейчас прекрасно сохранилась и отражена в рельефе. После этого произошло накопление маломощных покровных песков верхнего горизонта. В самом конце сартанского оледенения, совпадающего с завершением аккумуляции покровных отложений, в указанном местонахождении появились носители культуры бадайского типа.

I надпойменная терраса в низовьях р. Белой, в отличие от всех других более высоких террас, не несет шлейфа покровных образований или они имеют ничтожную (10—20 см) мощность и локализованы только по линии тылового шва. Терраса возвышается на 6—8 м над меженным уровнем реки. Ее геологический разрез превосходно вскрыт глубокими канавами, заложенными при археологических раскопках сначала М. М. Герасимовым, а затем Г. И. Медведевым на стоянке Усть-Белая. Указанная терраса не имеет цоколя и ее аллювиальная толща слагает всю видимую, надводную часть разреза. Низы его образованы галечниками, заключенными в разнотернистом промытом песке (русовая фация аллювия). Кровля галечника поднимается на 3—4 м над уровнем воды. Верхняя часть аллювиальной толщи сложена более тонкими осадками пойменной фации нормального аллювия и маломощными накоплениями перигляциального аллювия. Общая мощность толщи, лежащей на галечнике, также не превышает 3—4 м. Эта толща образована слоистыми среднетернистыми песками, включающими вытянутые (до 6—8 м) линзы, обогащенные угловатым, преимущественно крупным щебнем известняка. В поперечном простирании террасы направлении, от тылового шва к ее речному краю, на глубине от 2 до 3 м от поверхности в разведочных канавах можно проследить три вспучивания пластов, амплитудой до 1 м (рис. 86). Слой, лежащий выше и представ-

ленный тонким чередованием тонкозернистого светло-серого слабо глинистого песка и грубой иловатой супеси темно-серого цвета, лежит горизонтально и никаких деформаций не несет.

Указанные искажения слоистости антиклинального и флексурного типа, как нам кажется, наиболее вероятно можно объяснить действием морозного вспучивания. С таким пониманием их происхождения увязывается и наличие линз и гнезд крупного угловатого щебня, что в совокупности может служить доказательством отнесения этой части разреза к перигляциальному аллювию. Наметьте, однако, границу в разрезе между нормальным и перигляциальным аллювием затруднительно ввиду постепенности перехода. Не помогают этому и данные палинологического анализа. Попытка выделить споры и пыльцу из надгалечной пачки аллювия к успеху не привела.

В понимании положения культурных горизонтов в геологическом разрезе ни у кого из исследователей — геологов или археологов расхождений нет. Все культурные слои, число которых, по данным Г. И. Медведева и М. А. Аксенова (1963; Аксенов, Медведев, 1967), достигает 15, располагаются по слоям аллювия на глубине от 0,5 до 2 м, т. е. в толще террасы, которая сложена нормально слоистыми не нарушенными осадками. Если нижнюю часть аллювия I террасы, галечники и покрывающие их пески следует относить ко времени последнего, каргинского межледниковья, а более высокую его часть считать одновременной сартанскому оледенению, то верхняя пачка переслаивания и соответственно подчиненные ей культурные слои должны относиться к самому концу сартанского оледенения и к раннему голоцену. Н. А. Логачев (Логачев и др., 1964) отнес культурные слои к голоцену.

По характеру и технике обработки каменного инвентаря стоянка Усть-Белая относилась М. М. Герасимовым (1940) к самому позднему палеолиту, а Г. И. Медведевым и М. А. Аксеновым (1963) — к самому раннему мезолиту. Позднее М. А. Аксенов и Г. И. Медведев (1967) датировали XIV и XV горизонты стоянки ранним мезолитом, относя их в культурно-историческом отношении к бадайско-верхоленскому этапу мезолитической культуры, геологически соответствующему самому концу сартанского оледенения, а II—XIII горизонты — к усть-бельскому этапу позднего мезолита, отвечающему раннему голоцену. I горизонт указанными авторами относился ко второму — хиньскому — этапу позднего мезолита.

Из условий залегания культурных слоев видно, что поселения древних обитателей устья Белой располагались невысоко над рекой, очевидно, на ее прибрежной отмели, и оставались ими во время паводков. Может быть, поселение носило сезонный характер.

В составе фауны стоянки известны *Cervus elaphus*, *Capreolus pygargus*, *Castor fiber*, *Canis lupus*, *Rangifer tarandus*, *Bison priscus* и др. К сожалению, в литературе не приводится списков фауны по горизонтам. Фауна имеет переходный от плейстоцена к голоцену характер. В ней сочетаются вымершие сейчас животные, такие, как первобытный зубр, и современные виды. Особенно характерно обилие косули, которая была очень редка в перигляциальных фаунах. Бобр в последних встречался также крайне редко и обычен в голоценовых фаунах, связанных с лесными стациями. Таким образом, и фауна млекопитающих подтверждает датировку стоянки позднесартанским-раннеголоценовым временем. Г. И. Медведевым из культурных слоев III и IV были собраны кости, частично обожженные, которые послужили материалом для определения абсолютного возраста этих горизонтов по C^{14} . Получена дата 8960 ± 60 (ГИН-96, Чердынцев и др., 1966). Столь молодой возраст образцов, по мнению В. А. Алексеева, проводившего соответствующие измерения, гарантирует сравнительно высокую надежность полученных результатов.

Рассмотрим далее геологические условия еще двух позднепалеолити-

ческих стоянок — давно известной стоянки Верхоленская гора, новые данные о которой появились в связи с возобновившимися в последние годы ее археологическими раскопками и раскопками стоянки Федяево. Данные о геологии последней изложены в статье С. Н. Астахова (1963).

Весьма полные сведения о геологии стоянки Верхоленская гора содержатся в книге В. И. Громова (1948). В отношении геологии ее окрестностей ничего к точной и исчерпывающей характеристике В. И. Громова сейчас добавить нельзя. Несколько другие представления возникают лишь о положении культурного горизонта.

Стоянка находится на правом берегу р. Ангары, несколько ниже г. Иркутска, в Жарниковской пади. Падь вложена в цоколь сильно размытой 100-метровой террасы Ангары, на котором только кое-где сохранились остатки галечного аллювия, прикрытого маломощным покровом желтовато-бурого грубого суглинка. Здесь, по данным Г. И. Медведева, в основании современной почвы встречены каменные орудия и отщепы. Основная стоянка приурочена к выположенному правому берегу пади и находится на уровне 15—17 м над урезом воды ангарской протоки — Топки. В канаве, заложеной Г. И. Медведевым, вдоль борта пади вскрываются склоновые отложения:

	Мощность, м
1. Гумусный горизонт современной подзолистой почвы буровато-черного цвета, постепенно переходящий в следующий слой	0,4
2. Лёссовидный суглинок палево-серый, пятнами слабо обохренный, макропористый. По резкой границе сменяется слоем 3	0,9
3. Супесь неоднородная по механическому составу и окраске, преобладает тонкая разновидность коричневатого или серовато-охристого цвета, чередующаяся с грубым суглинком менее интенсивной окраски. Весь слой интенсивно измят мелкими складчатыми деформациями. Отмечается интенсивная карбонатизация в форме рассеянных мучнистых скоплений с размерами до 0,5 см	0,5
4. Лёссовидный суглинок, более светлый, чем в слое 2, с редкими карбонатными потеками и ископаемой кротовиной, выполненной мелким сыпучим песком	0,4 (видимая)

При прослеживании выделенных горизонтов по склону вдоль канавы видно, что толща пестроокрашенной интенсивно деформированной супеси образует в лёссовидных склоновых отложениях замкнутый контур. Появление в разрезе этого участка локального и необыкновенно сильного смятия нельзя объяснить иначе, чем действием мерзлотного пучения.

Культурный горизонт стоянки залегает в верхней части слоя 2, в основании современной почвы на глубине 15—30 см, его мощность 10—20 см. Наряду с этим при раскопках разных лет каменные орудия и кости животных наблюдались на глубине 60—80 и даже 120 см. Некоторые археологи объясняли этот факт возможностью оползневых явлений и образованием трещин при сезонном промерзании.

Г. И. Медведев полагал, «что во время существования стоянки древняя поверхность не была нивелирована и изобиловала рытвинами, идущими параллельно склону пади Жарникова» (Медведев, 1961, стр. 236). Наши наблюдения позволили установить, что опускание культурного горизонта до 120 см от поверхности в точности совпадает с пространством между двумя участками интенсивного смятия пород. Представляется, что на площади стоянки существовали значительные неровности микрорельефа мерзлотного происхождения, которые сейчас имитируют поверхность культурного слоя. Неровности в его залегании и были причиной ошибки Б. Э. Петри, сообщившего в свое время о залегании на стоянке второго нижнего культурного слоя, сходного с мальтинским, и связывавшего с ним находки остатков шерстистого носорога, гигантского оленя и джигетая. Г. И. Медведев убедительно показал, что эти находки ничего общего с культурным слоем не имеют, а залегают ниже его. Опираясь на данные о фауне из кухонных отбросов стоянки, Г. И. Медведев считает, что одновременно поселению были лишь остатки лося, благородного оленя,

северного оленя, косули, волка¹. Некоторая примесь современных форм (например, *Bos taurus* и *Ovis aries*) занесена в культурный слой в результате распахки. В. И. Громов (1948) также считал эту фауну принесенной. Таким образом, фауна Верхоленской горы весьма близка фауне стоянки Усть-Белая, что вместе с большой схожестью их каменного инвентаря привело Г. И. Медведева к заключению об их одновозрастности. Разделяя это мнение, нельзя, однако, согласиться с Г. И. Медведевым, что «фауна и данные геологии говорят о том, что культура Верхоленской горы существовала в условиях голоцена» (стр. 237). Данные геологического изучения свидетельствуют о залегании культурного горизонта в верхней части склоновых отложений, еще имеющих типичный лёссовидный облик. Лёссовидные же отложения нигде не известны в разрезе голоцена. По условиям залегания в покровных отложениях и их литологическому характеру, относительно над рекой уровню мы не видим никакой разницы между стоянками Верхоленская гора и Черемушник. В геологическом смысле они одновременны².

Обратимся далее к стоянке Федяево. Стоянка открыта Н. А. Логачевым и первоначально обследована А. П. Окладниковым и З. А. Абрамовой, приближенно оконтурившими нижнюю границу залегания культурных остатков. Ее археологические раскопки и изучение были проведены С. Н. Астаховым (1963).

Стоянка расположена на левом берегу р. Ангары, приблизительно в 150 км ниже г. Иркутска, на южной окраине дер. Федяево. Она находится на поверхности II надпойменной — 15—17-метровой террасы Ангары, вблизи бровки. К тыловому шву терраса заметно повышается за счет наращивания мощности ее покровных отложений и плавно сливается с коренным бортом долины. Ко II террасе прислоняется уступ I террасы высотой 8—9 м, поверхность которой слегка запрокинута к тыловому шву.

По строению и составу аллювия I терраса в районе стоянки Федяево ничем не отличается от других ее разрезов, во множестве мест наблюдавшихся по р. Ангаре. Нижние 1—1,5 м сложены мелким хорошо окатанным галечником, заключенным в рыхлом промытом разнозернистом светло-сером песке. Вся верхняя толща образована тонко переслаивающимися мелкозернистыми песками и белесо-серыми супесями. Покровных отложений терраса не несет.

Разрез II террасы более сложный. Вблизи ее бровки, в одном из шурфов, пройденных при археологических раскопках, нами описан следующий разрез:

	Мощность, м
1. Почва степная с хорошо развитым гумусным горизонтом, но со слабо выраженным горизонтом карбонатизации	0,3
2. Суглинок лёссовидный, палево-серый, иногда слегка красноватый, пылеватый, слабо карбонатный, в основании включает мелкие гальки и щебенки	0,8
3. Глина грубая коричневато-серая, слабо вязкая и пластичная, неслоистая. Верхняя граница слоя неровная с затеками красноватого суглинка вышележащего слоя, а на 10—20 см ниже уже явно видна развальцованная солифлюкционная текстура породы	0,8

¹ В списке фауны по материалам раскопок 1963 г. М. П. Аксенов и Г. И. Медведев (1967) приводят следующие формы: лошадь, зубр, лось, косуля, благородный олень, птица, рыба: осетр, таймень, щука, окунь.

² В работе 1967 г. М. П. Аксенов и Г. И. Медведев пришли к выводу о существовании на стоянке двух культурных горизонтов. I горизонт залегает на глубине 0,2 м «под слоем старой пахоты в сильно гумусированном суглинке» (стр. 154). В описании разреза, приведенного Э. И. Равским, этот горизонт, следовательно, должен связываться со слоем I. Соответственно все рассуждения Э. И. Равского относительно характера залегания культурного слоя на стоянке, очевидно, относятся к слою, выделяемому Аксеновым и Медведевым как II горизонт.

В культурно-историческом отношении I горизонт указанными авторами относится к усть-бельскому этапу позднего мезолита (голоцен), II — к бадайско-верхоленскому этапу раннего мезолита (поздний сартан) (примеч. редактора).

Ниже, судя по описаниям С. Н. Астахова (1963), залегает слой песка с мелкой галькой (мощностью 0,25 м), также обладающего солифлюкционной текстурой, и серовато-зеленой глины ореховатой структуры видимой мощности 0,4 м. В раскопах и шурфах строение рыхлой толщи террасы прослежено до глубины 2,7 м. Нижняя ее часть просматривалась недалеко от стоянки, по правому склону небольшой речки Каменки. При этом было установлено, что до уровня поверхности I террасы, т. е. 7—8 м над Ангарой, в основании аллювия II террасы лежит галечник, преимущественно мелкий, но с примесью более крупной плитчатой щебенки и известняка. Обломочный материал связан разнозернистым, промытым красновато-серым песком.

В приведенном разрезе слой 3 и вскрытые ниже осадки относятся к аллювиальным отложениям, а слой 2 является членом покровных образований. Строение последних довольно сложное. Помимо лёссовидных суглинков, на поверхности террасы лежит отчетливо морфологически выраженный конус выноса, вершиной примыкающий к эрозивной рытвине, пересекающей борт долины. Он сложен щебнисто-галечной массой, сцементированной глинистым, загрязненным гумусом песком. Осевая часть конуса образует на поверхности террасы пологий гребень, вдоль которого ее высота возрастает на 1,5—2 м. Может быть, благодаря этому С. Н. Астахов приводит для террасы, к которой приурочена стоянка Федяево, более высокие отметки, чем она имеет их в действительности, и считает ее III надпойменной. Вне пределов конуса выноса покровные отложения образованы лёссовидными суглинками. Вблизи тылового шва, по наблюдениям Г. И. Медведева (устное сообщение) в толще покровного суглинка отмечаются два уровня погребенных почв. Гумусный горизонт верхний из них плохо выражен и разрушен мерзлотой, а нижний, залегающий на глубине 1,15—1,25 м от поверхности, хорошо прослеживается.

Культурный горизонт стоянки Федяево приурочен к средней и верхней части покровных лёссовидных суглинков и лежит на глубине 0,5—0,6 м от поверхности. С. Н. Астахов отмечает, что в обычном понимании культурного слоя нет. Орудия, отщепы и кости как бы взвешены во всей толще. Отмечаются нарушения залегания как орудий, так и костей. Последние обычно разломаны и отдельные их части смещены относительно друг друга, но легко складываются. Таким образом, можно установить, что после образования культурного слоя продолжались солифлюкционные процессы и накопление склоновых лёссовидных отложений. В составе фауны стоянки С. Н. Астахов упоминает присутствие *Rangifer tarandus* (много), *Equus caballus*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *Alces alces*.

Ниже культурного горизонта, очевидно уже в подстилающих аллювиальных отложениях, имеются находки остатков *Coelodonta antiquitatis*. Также ниже культурного горизонта, но еще в покровных лёссовидных образованиях, вернее в их базальной части, обогащенной мелким обломочным материалом, Г. И. Медведевым найдены кости *Mammuthus primigenius* и *Rangifer tarandus*.

В решении вопроса о геологическом возрасте этой стоянки решающим фактором является приуроченность ее культурного горизонта к лёссовидным склоновым отложениям, лежащим на аллювии II надпойменной террасы. Верхняя часть аллювия, как это показано выше, формировалась во время зырянского оледенения. Исходя из связи накопления склоновых лёссовидных отложений с перигляциальными условиями, не подлежит сомнению сарганский возраст покровных отложений и подчиненного им культурного слоя. Об ее относительной древности по сравнению со стоянками бадайского типа (Усть-Белая, Черемушник, Верхоленская гора и др.) свидетельствует также присутствие остатков мамонта, неизвестных в упомянутых местонахождениях.

Значительные проявления солифлюкции после образования культурного слоя позволяют думать, что стоянка Федяево уже существовала по крайней мере в начале верхнесартанского времени. Поэтому, основываясь на геологических данных, мы не склонны поддерживать мнение некоторых археологов, крайне омолаживающих эту стоянку и ставящих ее в один ряд с самыми поздними верхнепалеолитическими стоянками Иркутского Приангарья. Более правильны те указания, которые сближают стоянку Федяево со стоянкой Красный Яр.

К числу памятников верхнепалеолитической культуры А. П. Окладников относит недавно открытую им и изученную стоянку Ленковка. Ее культурный слой лежит в нижней части покровных отложений I террасы.

В устье пади Ленковка, к высокому коренному правому борту ангарской долины прислоняется участок террасы, имеющей превышение 7 м. И только там, где ее поверхность перекрывает шлейф пролювиальных выносов, она повышается до 8—9 м. Именно в повышенной части террасы и располагается стоянка. Можно полностью согласиться с мнением Н. А. Логачева, который отмечает более молодой возраст этой стоянки по сравнению с другими ангарскими стоянками. Следует лишь заметить, что принимаемые Н. А. Логачевым за погребенные почвы темные полосы мы считаем слоями переотложенного гумуса в связи с тем, что ни одна из трех полос не имеет полного почвенного профиля и отличается четкими верхними и нижними границами.

Неоднократно приведенные данные об отнесении верхних горизонтов аллювия I террасы к завершающим фазам последнего, сартанского оледенения позволяют с уверенностью утверждать, что залегающие в покрове этой террасы отложения не могут относиться ко времени более раннему, чем начало голоцена. О голоценовом возрасте пролювиальных отложений свидетельствует также весь их разрез, насыщенный горизонтами переотложенного гумуса. Поэтому Ленковка должна считаться наиболее ранним голоценовым памятником каменного века. Сходство же ее каменного инвентаря с орудиями труда других мезолитических стоянок (Медведев, Аксенов, 1963) позволяет датировать ее ранним голоценом. Если же связь ее культуры с культурой указанных стоянок достоверна с археологической точки зрения, тогда надо прийти к выводу, что самый поздний палеолит (или ранний мезолит) не ограничивался в развитии хронологическими рамками плейстоцена, а охватывал также и ранний голоцен. Применение методов абсолютной геохронологии в ближайшие годы может полностью раскрыть хронологическую канву трансформации палеолита в неолит.

Некоторые данные о геологии палеолита в долине верхней Лены

В верхнем течении р. Лены палеолитические местонахождения известны в районе пос. Качуг и севернее — у Киренска и Олекминска (Окладников, 1953). В геологическом отношении все они еще не изучены. Кратковременное посещение Качугских стоянок позволило нам составить об их геологии лишь самое первое и предварительное представление.

Открытая А. П. Окладниковым (1953б) эгкчалеолитическая стоянка у д. Шишкино (в 15 км ниже Качуга по правому берегу) приурочена к I надпойменной террасе, имеющей здесь высоту 6—8 м. Здесь, в горизонте черноземовидной почвы мощностью в 0,3 м, найдены предметы железного века, а с подстилающей супесью желтовато-серого цвета связан культурный горизонт верхнего палеолита. В нем встречены ножевидные пластины, трубчатые кости некрупных животных и очажные плиты (Окладников, 1953б).

В совершенно аналогичном залегании находится культурный слой эпипалеолитической стоянки у д. Макарово.

При рассмотрении условий залегания культурных слоев этих стоянок важен вопрос о генезисе слоя супеси, с которым они связаны. В обоих местах I терраса очень узка (60—100 м) и примыкает либо к коренному склону (Макарово), либо к более высокой террасе (Шишкино). Терраса перекрывается делювиальным шлейфом, вследствие чего ее поверхность заметно наклонена от бортовой части к периферии. Культурный горизонт Макаровской стоянки, несомненно, лежит в нижней части слоя делювия, а очажные камни углублены в аллювиальный песок. Таким образом, следует считать, что поселение человека эпипалеолитической культуры относится ко времени накопления самых нижних горизонтов делювиального шлейфа.

При сравнении условий залегания обеих эпипалеолитических стоянок с другими стоянками позднего палеолита обращает на себя внимание наличие маломощного делювиального покрова лёссовидного облика на поверхности I надпойменной террасы. Изучение геологии стоянок Кокоревско-Новоселовской группы на Енисее дало необходимые объяснения этому факту. Подобно террасе Енисея, с которой связана стоянка Киперный Лог и др., I терраса верховьев Лены сформировалась в первой половине сартанского времени, тогда как накопление на ней делювиально-солифлюкционного покрова произошло во второй половине сартанского ледниковья. Таким образом, с геологической точки зрения верхненленские стоянки не самые поздние и не отличаются, по нашему мнению, в этом отношении от таких стоянок, как Верхоленская гора.

Некоторые данные о геологии селенгинского палеолита

Первые сведения о следах палеолита в Забайкалье были получены еще в конце XIX века. Каменные орудия найдены в долинах Селенги и Чикоя А. П. Мостицом, П. С. Михно, Ю. Д. Талько-Гринцевичем и др. Впервые детальное изучение палеолита Забайкалья было предпринято Г. Ф. Дебецом (1930). Не решаясь из-за недостатка материала отнести селенгинскую культуру к палеолиту, он, тем не менее, сделал вывод, что эта культура предшествовала так называемой даурской — неолиту степной и лесостепной областей Забайкалья.

В 1928—1929 гг. на территории Забайкалья проводились работы Археологической экспедиции АН СССР под руководством Г. П. Сосновского. Этот исследователь уже вполне определенно установил существование здесь палеолитической культуры, а также сходство каменного инвентаря с орудиями, характерными для палеолита Сибири и Ордоса (Сосновский, 1932, 1934).

В 1947—1958 гг. для изучения палеолита Забайкалья была организована археологическая экспедиция под руководством А. П. Окладникова. Работы производились силами Института истории материальной культуры АН СССР и Института культуры Бурятской АССР. В результате этих работ было обнаружено более 30 новых местонахождений палеолита, в том числе и два крупных многослойных памятника: Санний мыс в долине Уды и Ошурково в долине Селенги. Отдельные находки палеолита были сделаны и в окрестностях г. Кяхты (Абрамова, 1953). Все местонахождения отнесены к поздним стадиям верхнего палеолита. Несмотря на чрезвычайную стабильность палеолитической культуры Забайкалья, А. П. Окладникову (Okladnikov, 1961) на основании богатых археологических сборов удалось выделить пять культурно-хронологических стадий, а также сопоставить забайкальские культуры с культурами более северных районов Сибири, с одной стороны, и с культурами Северного Китая — с другой.

Палеолитические памятники распределяются по стадиям следующим образом (от более древних к более молодым): 1) два нижних горизонта стоянки Санний мыс, вероятно, одновременные стоянкам Буреть и Мальта в бассейне Ангары; для этих горизонтов характерно отсутствие крупных скребел; 2) местонахождение 3 у Усть-Кяхты, где присутствуют крупные долотовидные скребла, аналоги которых встречены в нижнем горизонте стоянки Афонтова гора в бассейне Енисея. В Китае этой культуре, по мнению А. П. Окладникова, синхронны находки в долине р. Юлинь; 3) верхний горизонт стоянки Санний мыс с орудиями, типичными для сибирского палеолита; 4) нижний слой стоянки Ошурково. Каменный инвентарь сходен с инвентарем стоянок, относящихся к третьей стадии, и содержит все формы, типичные для позднего сибирского палеолита. На этой стадии появляется гарпун, встреченный также на стоянке Верховенская гора. В Северном Китае к этому же времени относится «Верхняя пещера» Чжоукоудянь; 5) самый верхний слой стоянки Ошурково и др. Появляются орудия, близкие к орудиям даурской неолитической культуры. Возможно, эта стадия относится уже к мезолиту или раннему неолиту. Верхний слой ошурковской стоянки одновременен «дюнным поселениям» в Гоби. Первые четыре стадии А. П. Окладников датирует верхним плейстоценом, пятую — началом голоцена.

Надо отметить, что имеется значительный пробел в изучении геологических условий залегания забайкальского палеолита. Более или менее полные данные имеются лишь по геологии стоянки Ошурково, где проводил исследования Н. А. Флоренсов. Этот автор пришел к выводу, что палеолитические культурные слои в Ошуркове приурочены к покровным лёссовидным образованиям, залегающим на 6—8-метровой террасе р. Селенги (Окладников, Флоренсов, 1961).

В дальнейшем изложении мы коснемся геологии только двух основных палеолитических памятников Забайкалья — Ошурково и Санний мыс.

Стоянка Ошурково, открытая и исследованная А. П. Окладниковым (1951), располагается на левобережье р. Селенги, в 0,2—0,3 км ниже одноименной деревни.

Геологические условия этого местонахождения весьма полно и тщательно описаны Н. А. Флоренсовым (Окладников, Флоренсов, 1961), поэтому приведем лишь некоторые сведения, необходимые здесь в связи со сложившимся у нас несколько иным представлением о положении культурных слоев.

I терраса в окрестностях с. Ошурково имеет высоту 6—7 м над межеью. На протяжении более километра от размыва сохранилась лишь ее тыловая часть шириной всего в несколько метров. Терраса прислонена к невысокому гранитному массиву и имеет тыловой шов, покрытый делювиально-солифлюкционным шлейфом.

Разрез в раскопе (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Почва подзолистого типа, развита на лёссовидной супеси	0,4
2. Супесь палево-серая, лёссовидная, макропористая, карбонатная с включениями угловатой гранитной дресвы	0,5
3. Почва погребенная, представленная гумусовым горизонтом (0,2 м) и опесчаненным белесым горизонтом выщелачивания (0,3 м). По состоянию гумусового горизонта можно видеть, что почва, интенсивно деформированная, выражена отдельными прерывистыми полосами, частично завихренными и смещенными, с явными следами солифлюкции	0,5
4. Суглинок палево-серый, грубый, макропористый, пылеватый, карбонатизированный, слоистый с отдельными гравелистыми прослоями. В некоторых частях разреза I террасы погребенная почва расщепляется на два-три горизонта, верхний все же сохраняет значение главного. В погребенной почве и сделаны в основном находки кремневых отщепов орудий и обломков костей млекопитающих	0,6
5. Суглинок грубый, лёссовидный, горизонтальнослоистый. Слоистость выражена чередованием серых и охристых слоев мощностью по 1—2 см.	

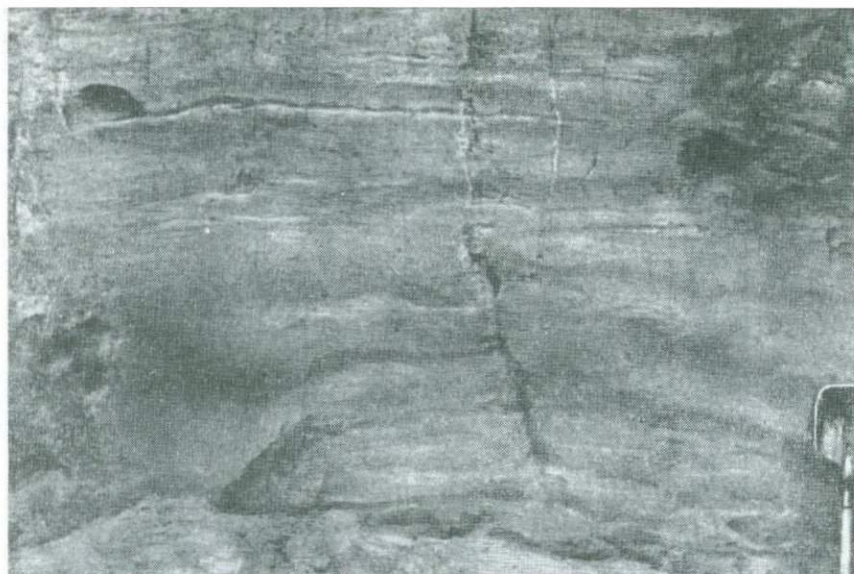


Рис. 87. Перигляциальные аллювий — лёссовидные слоистые суглинки I надпойменной террасы р. Селенги у дер. Ошурково

	Мощность, м
Границы слоев нерезкие, часто они нарушены — наблюдаются пережимы и раздутья, или слегка завихрены в местах разрыва (рис. 87).	0,3
6. Супесь серовато-желтая, грубая, лёссовидная, тонкослойная. Слои, как и в слое 5, нарушены, имеются и клиновидные затеки, вызывающие деформации во вмещающих породах	0,7
7. Супесь тонкая, лёссовидная, слоистая. Слойки имеют мощность 5—10 см и чередующуюся светло-серую и светло-охристую окраску. Деформированность слоев менее ясная, чем выше	1,5 (видимая)

Судя по описанию А. П. Окладникова и Н. А. Флоренсова, ниже порода опесчанивается и на уровне около 3 м над рекой замещается галечником. Последний уходит под урез воды.

Эти авторы пришли к заключению, что «верхняя закраинная часть террасы на участке раскопок прикрыта чехлом делювиальных супесей и песков. К этим покровным лёссовидным образованиям приурочены горизонты погребенных почв и три культурных слоя» (Окладников, Флоренсов, 1961, стр. 477). Из приведенного описания можно заключить, что вся часть разреза ниже горизонта первой сверху погребенной почвы относится к осадкам пойменной фации аллювия, включающего два нижних гумусовых горизонта, с которыми, по свидетельству А. П. Окладникова, связана ошурковская культура. Орудия встречаются также и в верхнем горизонте погребенной почвы, сформировавшемся несомненно ранее накопления делювиально-солифлюкционного покрова террасы. Таким образом, два нижних культурных горизонта совпадают с временем завершения аккумуляции аллювия I террасы. В соответствии с этим, надо полагать, палеолитическое поселение располагалось на речном бечевнике, периодически затоплявшемся паводковыми водами, и имело сезонный характер. Верхний культурный горизонт, как отмечено, сформировался после выхода поверхности террасы из-под воздействия ежегодных паводков и до накопления покровных образований.

А. П. Окладников рассматривает палеолитическую культуру всех трех горизонтов в качестве единой типологической группы, в инвентаре которой обычны все характерные для палеолита Сибири предметы, в том числе скребла, изготовленные из расколотых поперек галек.

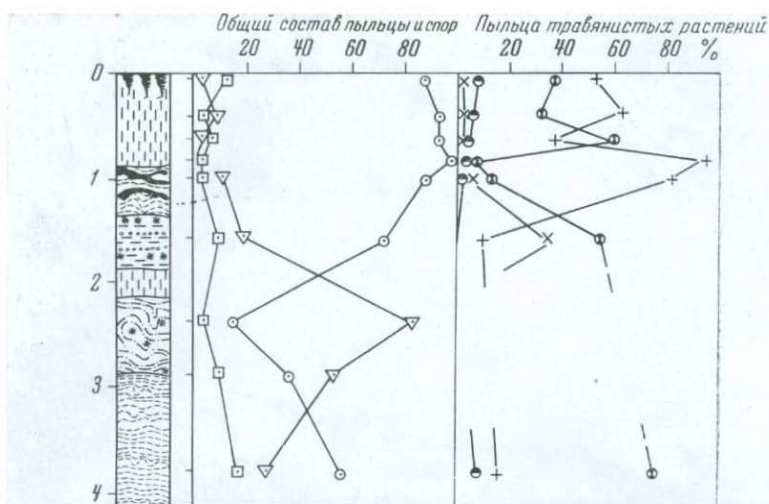


Рис. 88. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений I надпойменной террасы р. Селенги у дер. Ошурково (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

Вместе с палеолитическим инвентарем из культурных слоев были извлечены остатки *Bison priscus* Woj. (короткорогая форма), *Rangifer tarandus* L., *Alces alces* L., *Cervus elaphus* L., *Gazella* cf. *gutturosa* Pall., *Lepus* cf. *tolai* Pall. (Верещагин, 1954).

Верхняя часть разреза террасы охарактеризована спорово-пыльцевыми данными (рис. 88). По заключению Л. В. Голубевой, почти по всему разрезу преобладает пыльца травянистых растений и только в двух образцах — споры. В составе трав очень много пыльцы сложноцветных (Compositae), в верхней части разреза это в основном пыльца полыни. В образце с глубины 1,6 м содержится 35% пыльцы лебедовых. Во многих образцах в небольшом количестве встречена пыльца злаков и единично других растений. Кроме того, присутствует пыльца кустарниковой березки. В нижней части разреза много спор папоротников, определены споры *Selaginella borealis*. Пыльцы древесных пород очень немного: это единичные зерна березы, сосны, ели и сибирского кедра.

Состав пыльцы и спор показывает, что во время накопления пойменной фации I надпойменной террасы р. Селенги, по-видимому, существовали перигляциальные ландшафты типа холодной степи.

В этой связи необходимо заметить, что представление А. П. Окладникова и Н. А. Флоренсова о сокращении открытых пространств во время формирования верхов аллювия в низовьях р. Селенги и о большем распространении леса по сравнению с более ранним периодом, основанное на находках в культурном слое остатков некоторых животных, живущих ныне в лесной обстановке, не подтверждается палинологическими данными.

Перигляциальная обстановка осадконакопления запечатлена и в лёссовидном облике аллювиальных осадков, в наличии ритмической слоистости и следов, сингенетичных осадконакоплению солифлюкционных нарушений.

Типичный верхнепалеолитический облик кремневых орудий ошурковского местонахождения, принадлежность сопутствующей фауны млекопитающих к наиболее молодой генерации верхнепалеолитического комплекса, а также перигляциальная обстановка осадконакопления и развитие растительности холодной степи согласованно указывают на образование аллювия террасы в конце последнего, сартанского оледенения.

В таком случае формирование погребенной почвы, очевидно, произошло во внутрисартанском интерстадиале, а ее разрушение солифлюкцией следует отнести к концу сартанского оледенения. Климатическая обстановка позднесартанского времени и благоприятные особенности рельефа привели позже к накоплению лёссовидного делювиально-солифлюкционного шлейфа у края террасы. К концу эпохи лёссообразования на берегах Селенги появился человек мезолитической культуры, о чем свидетельствуют, по А. П. Окладникову, находки его культуры в основании современной почвы.

Большой археологический интерес представляет многослойная стоянка Санный мыс, расположенная на правом берегу р. Уды, в среднем ее течении, в районе пос. Санномыск. Однако ее стратиграфическое значение из-за неблагоприятных условий залегания культурного слоя несравненно меньше значения Ошурковского местонахождения.

В расчистке, заложенной на месте раскопа А. П. Окладникова, Э. А. Вангенгейм наблюдался следующий разрез (сверху):

	Мощность, м
1. Гумусовый горизонт современной почвы. В нижней части встречены остатки культуры неолита или бронзы	0,20
2. Песок желтовато-серый, разнозернистый, с неокатанными гравийными зернами, неслоистый	0,55
3. Песок красновато-бурый, крупно- и разнозернистый, с плохо окатанными гравийными зернами, переслаивающийся с более промытым песком. Преобладает лучше промытая разность. Слоистость параллельная, прерывистая, слегка волнистая. Слои падают по склону. Границы слоев нечеткие. В основании слоя встречается неокатанная мелкая (до 2 см в диаметре) щебенка	1—1,20
4. Горизонт того же песка, но содержащий крупные глыбы (до 1 м в поперечнике) серых гранито-гнейсов	0,50
5. Песок красновато-бурый, крупнозернистый, сходный со слоем 3. В этом слое встречены зубы <i>Equus caballus</i> и скребок	0,2 (видимая)

Бровка раскопа располагается на высоте около 9 м над уровнем реки Уды. Описанные отложения представляют собой склоновые — делювиально-гравитационные образования, сформировавшиеся за счет разрушения местных коренных пород. На данном участке долины Уды отсутствуют какие-либо террасы (кроме низкой поймы), с которыми можно было бы связать делювиальный чехол. В самих делювиальных отложениях не обнаружено ни следов погребенных почв, ни сколько-нибудь ясных горизонтов криотурбаций. В силу этих обстоятельств в настоящее время трудно точно определить место отложений, вмещающих палеолитическую культуру в данном местонахождении, в общей стратиграфической колонке Западного Забайкалья, а соответственно и геологически датировать культуру палеолита.

Для определения стратиграфического положения нижних горизонтов стоянки Санный мыс большое значение имеет сходство каменного инвентаря с инвентарем культуры Мальты и Бурети (микропластинки, снятые с призматических нуклеусов, отсутствие крупных скребел и т. д.). Однако и здесь надо учитывать, что синстадиальные памятники не всегда бывают синхронными.

**СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ АНТРОПОГЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ****ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Изложенные в предшествующей главе сведения о распространении, строении, составе и генезисе антропогенных отложений и о содержащихся в них остатках крупных и мелких млекопитающих, а также о характере спорово-пыльцевых спектров создали необходимые предпосылки для стратиграфических и историко-геологических обобщений.

Рассмотренная территория юга Восточной Сибири, как известно, весьма неоднородна по геологической структуре и принадлежит в разных частях к древней Сибирской платформе, байкальской и каледонской складчатым областям Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Забайкалья. Разное тектоническое строение и геологическая история этих областей в новейшее время выражены в различном устройстве их поверхности. Спокойный рельеф Средне-Сибирского плоскогорья контрастирует с горным, иногда горно-альпийским рельефом Саянских гор и короткими хребтами и впадинами Забайкалья. Благодаря этой особенности орографии непосредственная увязка и прослеживание отдельных горизонтов антропогенных отложений при переходе из одной области в другую становятся полностью невозможными.

Обычно увязка антропогенных отложений горных и предгорных областей осуществляется по транзитным долинам. Там, где ледники не спускались с гор, речные террасы протягиваются из предгорных районов в горные и здесь смыкаются с флювиогляциальными либо с покровными образованиями; в тех долинах, где ледник спускался с гор, морены через флювиогляциальные отложения сопрягаются с аллювиальными осадками террас в пределах предгорий. Ситуация первого рода свойственна, например, Енисейскому кряжу, где террасы по рекам Большой Пит и Вельмо заходят в глубь кряжа. Аналогичное явление наблюдается на западном склоне Урала, где по крупным рекам — Вишере, Чусовой, Белой и другим одноименные террасы прослеживаются в горной и предгорной областях. Обстановка второго рода, т. е. смыкание террас с отложениями ледникового комплекса вне пределов горной области, наблюдается, к примеру, по западному склону Верхоянья. Морены максимального оледенения и флювиогляциальные образования зырянского оледенения достигают р. Лены в ее нижнем течении, где имеются необходимые предпосылки для выяснения их взаимоотношений с отложениями неледникового происхождения. Ни один из этих основных типов корреляционных связей не пригоден для применения в области стыка Саяна, Хамар-Дабана, Средне-Сибирского плоскогорья и Забайкалья.

Долины всех рек, стекающих из внутренних районов Саянского нагорья к северу, на протяжении от полутора до трех десятков километров представляют собой скалистые каньоны или ущелья и вообще лишены рыхлых накоплений, кроме маломощных галечников в современном русле. Поэтому переход ледниковых и флювиогляциальных отложений Восточного Саяна в аллювиальные отложения Предсаянской равнины не может быть прослежен. Также практически исключается возможность непосредственной корреляции антропогенных образований Средне-

Сибирского плоскогорья и соответствующих отложений Забайкалья, разделенных водным пространством оз. Байкал.

В таких условиях единственным возможным приемом создания общей стратиграфической схемы этих разнородных по тектонической структуре и рельефу областей является разработка отдельных местных схем по каждой из них, а затем их сопоставление по разновозрастным горизонтам. На таком принципе, собственно, и построена настоящая работа. При осуществлении этого принципа, однако, возникают большие трудности в выборе наиболее существенных признаков, позволяющих с достаточной степенью надежности проводить увязку разновозрастных, но территориально разобщенных горизонтов.

В качестве таких признаков мы использовали главным образом две категории фактов: 1) эволюционное развитие фауны млекопитающих, особенно тех ее представителей, которые быстрее приспосабливались к менявшимся условиям среды и были распространены в различных физико-географических ландшафтах, и 2) изменения климата, которые, хотя и вызвали в различных климатических поясах и провинциях неодинаковые явления, проявлялись тем не менее повсеместно.

Для выявления хода климатической кривой мы использовали некоторые литологические признаки (типы и фации континентальных образований), но главным образом — палеоэкологические методы (характер растительности, малакоценозов) и наблюдения над ископаемыми криогенными текстурами.

В сочетании с другими данными, в первую очередь с условиями залегания и положением в геологическом разрезе, с учетом связи между типами отложений и определенными формами рельефа, приведенные признаки дают достаточную уверенность в правильности параллелизации и синхронизации геологических образований сравнительно малого стратиграфического объема, таких, например, которые отвечают одному оледенению или межледниковью, иногда части (фазе) межледниковья или оледенения.

О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ ОТЛОЖЕНИЯМИ НЕОГЕНА И АНТРОПОГЕНА

Прежде чем рассматривать вопрос о расчленении и сопоставлении антропогеновых отложений, необходимо определить их место в общем геологическом разрезе и положение границы между отложениями неогеновой и антропогеновой систем.

Вопрос о границе между отложениями неогена и антропогена был предметом многолетней дискуссии среди советских четвертичников. Обсуждение до недавнего времени велось исключительно по материалам Европы, или, точнее говоря, Черноморско-Каспийской области. По материалам Сибири этот вопрос обсуждался в последние годы в работах Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1961), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1961), Л. В. Голубевой и Э. И. Раевского (1962), Н. А. Логачева (Логачев и др., 1964). Во всех этих работах авторы пришли к заключению о целесообразности понижения границы относительно официально принятой в настоящее время для геологического картирования.

Так, Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец в основании эоплейстоцена Горного Алтая помещают бекенскую свиту, объединяющую «синорогенные» пролювиальные щебнисто-галечные отложения, располагающиеся у южного подножия Курайского хребта. В подстилающих бекенскую свиту породах кизилгирской свиты эти авторы отмечают резкое изменение спорово-пыльцевых спектров, начиная с горизонта со скульптурированными палиудинами, т. е. со слоев, являющихся на Алтае аналогами левантина. Для них характерно преобладание пыльцы хвойной растительности — ели, тсуги, пихты, сосны, впервые появляется лиственница;

береза имеет подчиненное значение; исчезает подокарпус. Полностью или в подавляющей массе вымирают реликты широколиственной третичной флоры, что указывает на последовательно прогрессирующее похолодание климата. Пыльцевой спектр бекенской свиты беден, но близок к спектру верхней части кизилгирских отложений. Резко преобладают сосны (иногда больше 75%), с примесью ели, тсуги, лиственницы, пихты.

В другой работе, посвященной геологической истории долины средней Лены, Г. Ф. Лунгерсгаузен (1961) начинает рассматривать разрез четвертичной системы с так называемых табагинских галечников, выстилающих самую высокую орографически выраженную террасу Лены и Алдана. Учитывая, что накопление этих галечников совпадает с эпохой крупных движений земной коры, обусловивших существенную перестройку геоморфологических условий, и что террасы, заключающие остатки нижнечетвертичных млекопитающих (достоверно *Archidiskodon wüsti* и, возможно, *A. meridionalis*), врезаны в поверхность с табагинскими галечниками, Г. Ф. Лунгерсгаузен включает последние в качестве нижнего члена в состав образований четвертичной системы.

Другую свиту, стоящую на грани неогена и антропогена, описанную в дельте Лены многими исследователями под названием саардахской, Г. Ф. Лунгерсгаузен относит к плиоцену, основываясь на факте находки в ней плодов *Juglans cinerea*, шишек *Pinus monticola*, и сопоставляет ее со свитой Мамонтовой горы. Представление об антропогеновом возрасте саардахской свиты кажется этому автору «совершенно невероятным» (Лунгерсгаузен, 1966, стр. 40). Между тем, если сравнить положение в геологическом разрезе и спорово-пыльцевые спектры бекенской свиты Горного Алтая и саардахской свиты низовий Лены, то они оказываются весьма близкими. Саардахской свите (Алексеев, 1961), как и бекенской, свойственно преобладание пыльцы хвойных древесных пород (до 75%) — ели (различные роды), сосны, тсуги, ольхи, березы, появляется лиственница. Поэтому сравнение с бекенской свитой по однородному материалу (в данном случае по пыльце) указывает на их возможную сопоставимость. Наличие же в породах саардахской свиты макрофоссилий, не известных в отложениях бекенской свиты, не служит основанием для вывода о разновозрастности рассматриваемых свит. Учитывая положение саардахской свиты на грани плиоцена и антропогена, приведенный характер остатков флоры и спорово-пыльцевых спектров, мы считаем отнесение этой свиты, как и других подобных ей свит, к низам антропогена вполне оправданным.

Вопрос о нижней границе антропогена другие авторы (Логачев и Абрамова, 1958; Равский, 1959а; Голубева и Равский, 1962; Равский и др., 1964) пытались решить путем выявления крупных рубежей в историко-геологическом развитии, отмеченных усилением тектонической активности, отразившихся в рельефе и в осадконакоплении, а также в изменении органического мира. Н. А. Логачев при изучении разреза кайнозойских отложений во впадинах байкальского типа и в сопредельных районах Сибирской платформы выяснил, что составляющие его толщи формировались в два этапа. Первый этап, относящийся к неогену, отличался спокойным тектоническим режимом, сглаженным рельефом и умеренно теплым климатом. В составе ольхонской и угленосной свит Прибайкалья преобладают мелкообломочные породы — пески, алевриты, глины. Второй этап начался резким усилением темпа и амплитуды неотектонических движений, а также похолоданием климата, что повлекло за собой крупную перестройку рельефа. Озерно-болотные фации, преобладавшие в осадконакоплении первого этапа, уступили место речным, пролювиальным, а впоследствии и ледниковым фациям. Вследствие этого отложения второго этапа характеризуются преобладанием грубообломочного материала. Исходя из сказанного, границу неогена — антропогена Н. А. Логачев (Логачев и Абрамова, 1958), а также автор (Равский,

1959а) предлагали провести по подошве охристой свиты во впадинах Прибайкалья и манзурской свиты — в пределах Ангаро-Ленского междуречья, т. е. включить в состав антропогена толщи, которые традиционно считались верхнеплиоценовыми.

Действительно, с началом образования грубообломочных отложений охристой свиты совпадают и важные изменения в развитии органического мира (Голубева, Равский, 1962). Существовавшие прежде, во время накопления угленосной свиты, бореальные хвойно-широколиственные леса с отдельными субтропическими формами, принадлежавшими так называемой тургайской лесной формации (Криштофович, 1955), заместились хвойными лесами, близкими к современной тайге, но еще с небольшой примесью тсуги и широколиственных пород. С этим же стратиграфическим уровнем совпадает исчезновение комплекса наземных и пресноводных моллюсков, обогащенного формами центральноазиатского происхождения, и появление новой ассоциации моллюсков, которая с тех пор распространена в Восточной Сибири вплоть до современности. Поэтому начало накопления охристой свиты и ее стратиграфических аналогов — главнейший историко-геологический рубеж в верхнем кайнозое Восточной Сибири. Масштаб событий на этом рубеже вполне сравним, как нам кажется, с масштабом и сущностью тех геологических явлений, которые намечают границу неогена и антропогена в Европе (Шанцер, 1962).

Севернее, в области Средне-Сибирского плоскогорья, выявить этот же рубеж значительно труднее. Необходимо напомнить прежде всего, что две древнейшие надпойменные террасы крупных рек этой области (Ангара и др.) занимают большие площади и образуют верхний ярус долин с относительными превышениями 90—130 м. Все более низкие и молодые террасы, начиная с 70—80-метровой, образуют нижний ярус и располагаются в пределах более узких участков долины, врезанных в террасовые поверхности верхнего уровня. Очевидно, можно было бы считать, что тектонический рубеж, с которым связаны поднятия в горном поясе Южной Сибири, на Средне-Сибирском плоскогорье также сказался в поднятиях, вызвавших врезание рек и формирование нижнего яруса долин. Но находки в аллювии 70—80-метровой террасы остатков саньэньской лошади датируют аллювиальные отложения этой террасы несколько более поздним временем по сравнению с «синорогенными» пролювиальными толщами Горного Алтая и охристой свитой Тункинской впадины. Поэтому границу неогена и антропогена логично проводить в основании аллювия IX (110—130 м) террасы, который так же, как и охристая свита, отличается значительным ожелезнением и заключает споры и пыльцу хвойных древесных растений, в частности тсуги, с примесью пыльцы широколиственных древесных пород (Равский, 1959а; Боярская, 1961).

Для выяснения положения границы между неогеном и антропогеном в Западном Забайкалье решающее значение имеет смена условий, способствовавших образованию красноцветной коры выветривания, условиями, вызвавшими ее повсеместный весьма интенсивный размыв и перетложение. Как и всякая кора выветривания, красноцветная кора могла сформироваться при относительно стабильном тектоническом режиме и в климатических условиях, допускающих значительные сезонные колебания уровня грунтовых вод. Размыв и разрушение коры выветривания, напротив, связаны с оживлением тектонической деятельности, с резким усилением эрозии и плоскостного смыва. Этот новый импульс тектонической активности мы связываем с теми же поднятиями Горного пояса южной Сибири, благодаря которым сформировались и бекенская свита Горного Алтая, и охристая свита Тункинской впадины. Из этих соотношений следует, что отложения, образовавшиеся в результате размыва, перетложения и ассимиляции красноцветной коры выветривания, одновозрастны охристой свите и ее стратиграфическим аналогам. Присутст-

вие в переотложенном материале обильных ископаемых млекопитающих, среди которых выявлены руководящие формы нижнесаньмэньской свиты Северного Китая, позволяет биостратиграфически определить положение границы неогена и антропогена.

Тейяр де Шарден (Teilhard de Chardin, 1937) в результате многолетних геологических исследований в Китае пришел к заключению о возможности корреляции отложений стадии нихэвань (или, что то же, нижнесаньмэньской свиты) со стадией пинджор в Индии и виллафранком Европы. К этому времени на территории Китая, так же как и в Сибири, относятся поднятие ряда внутренних районов страны, осушение древних озерных бассейнов, углубление речных долин (в частности, долины Хуанхэ), существенное изменение фауны млекопитающих, объясняющееся изменением климатических условий. Такая отчетливая тектоническая активность вместе с изменениями климата и фауны дает возможность, по мнению Тейяра, провести наиболее ясную и логическую границу между плиоценом и плейстоценом в основании нижнесаньмэньской свиты. Нами уже указывалось, что в составе ископаемой фауны млекопитающих из красноцветных отложений Забайкалья, наряду с представителями нихэваньской фауны, присутствуют элементы и более древней — среднеплиоценовой фауны, что затрудняет решение вопроса о положении рассматриваемой границы с биостратиграфической точки зрения.

В Северном Китае очень широко распространены красноцветные отложения плиоцена, которые делятся на две серии: нижнюю — Red Clays — верхнемиоценово-нижнеплиоценового возраста («гиппарионовые» глины) и верхнюю — Reddish Clays — среднеплиоценовую-нижнечетвертичную (среднеплейстоценовую по новой схеме, принятой в Китае). Серию Reddish Clays Тейяр и Ян (Teilhard, Young, 1930) по физико-географическим и палеонтологическим данным разделили на три зоны: зона А — средний плиоцен, В — виллафранк (нижний плейстоцен новой схемы), С — ранний плейстоцен (средний плейстоцен новой схемы).

При изучении вопроса о границе плиоценовых и антропогеновых отложений в Северном Китае на основе биостратиграфических данных Э. А. Вангенгейм (Равский и др., 1964) констатировала, что в литературе нет сколько-нибудь убедительной палеонтологической характеристики отложений. Все виды млекопитающих, считающиеся характерными для среднего плиоцена, встречаются и в более поздних фаунах или в типичном понте. Часть местонахождений, датируемых средним плиоценом, правильнее, вероятно, отнести к виллафранку (например, местонахождение Чжоукоудянь 12 и Кейп) и в некоторых случаях — к наиболее низким его горизонтам (местонахождение 12). Другая часть местонахождений тяготеет к нижнему плиоцену (Эртэмтэ, Далай-Нур). Следовательно, остается открытым вопрос о том, что же следует помещать непосредственно ниже нижней границы четвертичной системы на территории Китая.

К аналогичным выводам относительно среднеплиоценовой фауны пришли К. В. Никифорова и Л. А. Алексеева (1959), производившие ревизию среднеплиоценовых отложений и фауны на территории СССР.

Обзор состояния вопроса о границе неогена и антропогена по биостратиграфическим данным позволяет высказать мнение, что этот рубеж проходит в основании среднеплиоценовых (по старым представлениям) образований Центральной Азии, или, может быть, внутри этого горизонта. Это обстоятельство вынудило нас не разделять красноцветные образования чикойской свиты Западного Забайкалья, считать их относящимися к среднему-верхнему плиоцену (схемы МСК) и именно от их подошвы начинать разрез антропогеновой системы. Как было показано, этот рубеж хорошо совпадает с резким оживлением тектоники, изменениями характера рельефа и осадконакопления, а также с переломом в развитии органического мира и является поэтому главнейшим естествен-

поисторическим рубежом в верхнем кайнозое, началом нижнего (в нашем понимании) эоплейстоцена.

Следующий по времени крупный рубеж в геологической истории связан с резким похолоданием климата, развитием покровных и горных оледенений.

Континентальные образования, накапливавшиеся за время между двумя упомянутыми рубежами, характеризуются многими общими чертами литологии, фациально-генетическим единством (в пределах однородных зон осадконакоплений) и сходством ископаемых биоценозов. Они образуют четко выраженный возрастной комплекс, удовлетворяющий всем критериям, сформулированным В. И. Громовым, И. И. Красновым, К. В. Никифоровой (1958) для выделения эоплейстоцена, а именно — наряду с реликтами гиппарионовой фауны появление всех основных элементов современного животного мира, а также заметное изменение климата в сторону похолодания по сравнению с неогеном. Хорошо увязывается с обособлением эоплейстоцена и развитие в составе его образований красноцветных отложений и распространение местами, в частности на юге Забайкалья, фауны саванного типа. Важно, что именно в это время во флоре появляется специфически антропогенная древесная форма — лиственница.

По указанным признакам эоплейстоцен отличается от образований как неогена, так и плейстоцена, поэтому возникает необходимость его таксономического обособления. Эоплейстоцен включает, таким образом, отложения верхнего (возможно, части среднего) плиоцена и весь период, соответствующий нижнему плейстоцену схемы 1932 г.

Следующий крупный комплекс отложений, сформировавшийся в условиях заметного воздействия первого покровного (самаровского) оледенения и охватывающий образования всех последующих оледенений и межледниковий, объединен в плейстоцен, соответствующий среднему и верхнему плейстоцену схемы 1932 г. Все последующие отложения отнесены к голоцену.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Стратиграфия эоплейстоцена наиболее подробно разработана в Забайкалье благодаря богатым послойным сборам фауны млекопитающих. Древнейшие отложения эоплейстоцена сформированы красноцветными полигенетическими образованиями чикойской свиты.

Красноцветные отложения в Западном Забайкалье стали различаться сравнительно недавно. Первые указания об их развитии в разрезе кайнозоя появились в работах Н. А. Флоренсова (1960), Л. Н. Иваньева. Несколько позже вопрос о стратиграфическом положении этой толщи рассматривался Э. И. Равским, Л. В. Голубевой (1960), Н. К. Верещагиным, М. Ф. Кузнецовым, Л. Н. Иваньевым (1960), В. Г. Гербовой, Э. И. Равским (1961), А. П. Окладниковым, Н. А. Флоренсовым (1961), Э. И. Равским и др. (1964), Н. А. Логачевым и др. (1964).

Вопросы генезиса красноцветных отложений во всех этих работах затрагивались сравнительно мало, поэтому раньше при изложении фактического материала мы старались поместить имеющиеся данные для освещения этой стороны их геологической характеристики. Важно прежде всего подчеркнуть, что элювиальные красноцветные накопления (древняя кора выветривания, или красно-зеленые почвы) служат исходным материалом, за счет которого образовались все другие типы красноцветных пород. Поэтому, естественно, геологический возраст коры выветривания (или почв) и продуктов их переотложения должен быть несколько различным, а завершение накопления элювия и начало его массового размыва и переотложения разделено рубежом, определяемым особенностями как новейшей тектоники, так и климата. Отмечая преимущественное развитие среди пород нижнего горизонта красноцветов элю-

виальных образований, мы, естественно, не можем утверждать, что здесь не существует отложений иного генезиса.

Выяснить соотношение красноцветного элювия Забайкалья с подобными породами территории МНР и Северного Китая весьма затруднительно ввиду того, что ни в материалах по геологии Монголии (Вегку а. Morris, 1927; Маринов, 1957, и др.), ни в значительном числе литературных источников по геологии кайнозоя Северного Китая (Pilgrimm, 1944; Ли Сы-гуан, 1952; Региональная стратиграфия Китая, 1960, и др.) среди неогеновых красноцветных пород элювиальные образования и почвы не обособлены от других типов красноцветов. Лишь в Восточном Прикаспии А. Х. Иванов (1953а) различает кирпично-красные глины элювиально-делювиального происхождения, но и здесь они встречены в условиях, не позволяющих уточнить время их возникновения.

Во всяком случае приведенные материалы позволяют установить в Забайкалье два горизонта красноцветных отложений, выраженных субаэральными осадками семиаридной зоны. Они разделены толщей серовато-белых озерно-аллювиальных осадков, накапливавшихся в гумидной среде.

Переотложенные красноцветы с резким размывом залегают на всех допалеозойских, палеозойских и мезозойских образованиях, развитых в Забайкалье. В очень многих пунктах они встречены в основании раннеплейстоценовых накоплений, отделяясь от них границей размыва (гора Тологой), или связаны с ними постепенным переходом (Итанца). Эти отложения, как уже было показано, по остаткам фауны млекопитающих соответствуют китайскому виллафранку. К сожалению, в одном разрезе два горизонта красноцветов, разделенных иными отложениями, пока не встречены. Однако для восстановления подобных соотношений имеются достаточно убедительные данные. В этой связи большое значение приобретает установление стратиграфического положения так называемой кангильской (шахтаминской) свиты Восточного Забайкалья¹.

Эта свита, представленная преимущественно аллювиальными и озерными отложениями, широко распространена в долинах Унды, Онона, Шилки, Нерчи, Куэнги и др. рек. Судя по описаниям С. Г. Мирчинк и Н. Н. Геракова (1961), эти отложения слагают цоколи надпойменных террас, в том числе и таких высоких, как V — 80-метровая. Наблюдавшаяся мощность свиты близка к 20 м, но ее фактическая, по-видимому, значительно больше. Аллювиальные фации сложены крупными песками и гравием с обособленными среди них прослоями и линзами мелкого галечника. Обломочный материал заключен в мелкозернистом, глинистом светло-сером песке. Вся толща отчетливо слоиста, причем преобладает косая слоистость. Часть крупных обломков неустойчивого к процессам химического разложения состава имеет «изъеденную» поверхность и несет заметные следы пелитизации. Анализ глинистого вещества толщи позволил установить, что основными его минералами являются гидрослюда и вермикулит.

Внешне сходны с аллювиальными и залегают в таких же геологических условиях озерные отложения, которые весьма полно развиты в Арбагарской впадине (Мирчинк, Гераков, 1961), в частности в 1,5—2 км выше устья пади Арбагар. В ее борту вскрыты пески светло-серые, кварцево-полевошпатовые, чередующиеся с грубозернистыми гравийными песками, в которых выделяются и горизонты мелкого галечника. Грубые пачки несомненно относятся к образованию аллювиального генезиса, о

¹ В 1961 г. на Межведомственном совещании в Чите соответствующие отложения были выделены в качестве шахтаминской свиты. Однако оказалось, что аналогичное название ранее было присвоено свите юрского возраста и комплексу гранитов. В связи с этим Е. И. Корнутова и Е. Б. Хотина (1967) предложили заменить название плиоцен-четвертичной шахтаминской свиты на кангильскую (стратопит в устье р. Кангил, бассейн Онона).

чем можно судить по их косослоистой текстуре. В нижней части песков обособляются прослой и линзы иловатых жирных глин мощностью до 50 см. Зерна песка и гравия полевого шпата несут отчетливые следы разложения. Аналогичное строение имеют аллювиально-озерные отложения и в Дуралейской, Делюнской, Ононо-Караксарской и в других впадинах.

В ряде разрезов озерные и аллювиальные отложения подвергались спорово-пыльцевому анализу. В приведенных спектрах указывается преобладание пыльцы древесных растений. Она отличается довольно богатым родовым и видовым составом. Преобладают *Tsuga canadensis*, *T. diversifolia*, *Abies*, *Keteleeria*, *Picea* (в том числе *P. sec. Omorica*, *P. sec. Eupicea*), *Pinus* (в том числе подроды *Diploxylon*, *Haploxylon*, *P. sec. Strobilus*). Характерна примесь пыльцы широколиственных — *Juglandaceae*, *Quercus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*, присутствующих наряду с пыльцой *Betula*, *Alnus*, *Salix*.

Нельзя не обратить внимания на присутствие пыльцы третичных и даже мезозойских форм — *Podocarpus*, в том числе *P. dacrydioides*, *Ginkgo* типа *biloba*.

С. Г. Мирчинк и Н. Н. Гераков пришли к заключению, что, «основываясь на данных спорово-пыльцевых спектров и на слабой каолинизации пород, можно говорить об относительно теплом климате, свойственном палеогеновому и неогеновому периодам, сохранившемся и в начале четвертичного периода. Все эти данные позволяют относить их (т. е. описанные выше аллювиальные и озерные отложения.— Э. Р.) по возрасту к верхнему плиоцену—нижнему плейстоцену» (Мирчинк, Гераков, 1961, стр. 295).

Для установления геологического возраста рассматриваемых отложений важно также отметить, что толща светло-серых слабо пелитизированных отложений лежит в ряде пунктов непосредственно на красноцветных отложениях. Эти взаимоотношения видны по данным, приведенным в цитированной работе, и из описаний, содержащихся в неопубликованном труде С. Г. Мирчинк. В ее материалах можно найти указание на четыре пункта, в которых породы кангильской свиты лежат на красноцветах.

Поскольку в Западном Забайкалье красноцветные отложения содержат богатую ископаемую фауну млекопитающих, однотипную с фауной китайского виллафранка, при составлении унифицированной стратиграфической схемы Забайкалья (в чем принимал участие и автор) был сделан, казалось бы, незыблемый вывод о послевиллафранкском возрасте пород кангильской свиты. При таком понимании ее стратиграфического положения возникают, однако, неразрешимые противоречия. Следует допустить, что после накопления красноцветных карбонатных субаэральных отложений, несомненно отлагавшихся в аридных или семиаридных условиях, в Забайкалье снова установился теплый гумидный климат, такой же, как в позднем миоцене или раннем плиоцене. О том, что климат времени накопления кангильской свиты был именно таков, свидетельствуют как фациально-генетический состав ее пород, выраженных аллювиальными и озерными осадками, так и несомненные процессы выветривания, близкие по характеру к каолинизации. Столь же веские подтверждения этому следуют и из результатов палинологического анализа. В составе спорово-пыльцевых спектров господствует пыльца древесных пород, современный ареал которых лежит в области западных склонов Кордильер (Калифорния), Японских островов и Южного Китая. Некоторые виды вообще вымерли. Подобный рецидив условий неогена ни в одном из антропогеновых разрезов Южной Сибири не зафиксирован. Для объяснения наблюдавшихся фактов гораздо естественнее принять во внимание, что красноцветные отложения в Забайкалье появляются так же, как и в других районах советской и зарубежной

Азии, по крайней мере дважды: в основании пород кангильской свиты и после ее отложения. Геологический возраст верхнего горизонта красноцветов достаточно твердо датирован интервалом времени конец среднего — верхний плиоцен, или, что то же, — нижним эоплейстоценом.

В отношении возраста нижнего горизонта красноцветов точных данных сейчас нет. На основании косвенных соображений можно прийти к заключению, что вряд ли нижний красноцветный горизонт можно отнести к олигоцену и миоцену, так как в разрезе этих толщ Байкальской впадины и Прибайкалья во многих пунктах найдены микрофоссилии или выделены спорово-пыльцевые спектры тургайской хвойно-широколиственной растительной формации. Распространение последней достаточно убедительно свидетельствует о гумидном характере климата. Таким образом, только в конце миоцена и нижнем плиоцене, возможно, существовали условия, благоприятные для формирования отложений семиаридного типа. Наиболее естественно относить нижние красноцветы к концу миоцена — началу плиоцена, когда красноцветные отложения очень широко развились на соседней территории Северного Китая, где они известны в качестве понтических осадков — серии Red Clays, или в Казахстане, где они относятся к павлодарской свите и ее стратиграфическим аналогам. Повсюду эти осадки охарактеризованы типичной гиппарионовой фауной. Это стратиграфическое определение станет более аргументированным, если обратиться к рассмотрению вопроса о положении красноцветных горизонтов в стратиграфической шкале в сопредельных районах Азии.

Е. М. Великовская (1955, 1961) в обзоре распространения красноцветных отложений плиоцена и содержащейся в них фауны почти всей Евразии изложила сведения о них без дифференциации на генетические типы и возрастные горизонты: «...Приходится говорить о плиоценовой эпохе в целом, а не о корреляции отдельных ее частей, что объясняется незначительными фаунистическими данными и недостаточно еще точно установленным возрастным положением гиппарионовой фауны в разных пунктах» (Великовская, 1955, стр. 1143).

Судя по большинству приведенных местонахождений фауны млекопитающих, Е. М. Великовская остановилась в основном на нижнеплиоценовых, понтических, образованиях с классической гиппарионовой фауной, которая некоторыми исследователями теперь относится к мио-плиоцену или миоцену (Никифорова, 1960). Однако в ряде сопредельных с Забайкальем областей советской и зарубежной Азии отмечается не один, а несколько красноцветных горизонтов. Так, в западной части Монгольской Народной Республики, в Монгольском Алтае Е. Э. Разумовская (1946) в составе миоценовых отложений отмечает красно-бурые и красные глины, переслаивающиеся с песчаниками и конгломератами и содержащие обломки костей хищников, парнокопытных мастодонтов.

В этих же районах А. К. Рождественский (1952) наблюдал довольно мощную, около 500 м, толщу глинистых песчаников, глин и конгломератов, охватывающую меловые и третичные осадки, в которых красноцветные породы появляются трижды. В среднем горизонте отмечаются скопления костей гиппариона, носорога, жирафа, относимых к мио-плиоцену. Четыре горизонта красноцветов установлены в разрезе кайнозоя Центрального Казахстана, Тургая и Приаралья. Среди красноцветных образований К. В. Никифорова (1960) выделяет свиту буро-красных алевроитов, глин и песков Тургая, увязываемую с кутан-булакской свитой Приаралья и частично с кендырлыкской свитой Чу-Сарысуйской депрессии (низы среднего олигоцена). Вторая красноцветная жиландинская свита Приаралья и Тургая коррелируется с андайсайской свитой Чу-Сарысуйской депрессии, тенгизской свитой Казахского нагорья, павлодарской свитой Прииртышья и нижней красноцветной толщей Урала. Этот стра-

тиграфический горизонт К. В. Никифорова относит к концу среднего и к верхнему миоцену. Наконец, также красноцветными являются отложения кеншагырской свиты и ее стратиграфических аналогов в Казахстане и верхняя красноцветная толща Урала, охватывающие нижние два яруса — виллафранкский и гюнцкий — эоплейстоценового отдела антропогена.

В Северном Китае разрезы позднего кайнозоя, которые особенно важны из-за наличия общих элементов в фауне млекопитающих этой области и Забайкалья, представлены красноцветными отложениями, прослеживающимися в большом стратиграфическом диапазоне, начиная от нижнеплиоценовых, понтических, красных «гиппарионовых» глин и до отложений, подстилающих желтый маланьский лёсс. Послепонтические долёссовые образования в течение длительного времени (Teilhard, Trassaert, 1937) довольно неопределенно относились к позднему плиоцену или раннему плейстоцену, но по мере накопления фактического материала были разделены на три горизонта — среднеплиоценовый с местонахождениями фауны Эрэмтэ и Далай-Нур (Внутренняя Монголия — КНР), верхнеплиоценовый с местонахождением Саньмэнь и нижнеплейстоценовый с типичным местонахождением Чжоукоудянь 1. Средний — нижнесаньмэньский — горизонт (свита) имеет специфическую литологическую и фаунистическую характеристику. Эта свита, стратотипы которой описаны в низовьях р. Хуанхэ, образована в основном озерными осадками, красноватыми глинами и песками, обогащенными в прибрежной зоне речными, пролювиальными и делювиальными фациями.

Приведенный краткий обзор показывает, что красноцветные образования Забайкалья, так же как и на других соседних территориях, образуют два горизонта, по времени отвечающие понтическим гиппарионовым глинам территории Северного Китая и МНР, павлодарской свите юга Западной Сибири и нижнему красноцветному горизонту Урала, с одной стороны, и верхнему красноцветному горизонту Центрального Казахстана и его стратиграфическим аналогам — с другой.

Выяснить положение красноцветных образований Забайкалья в общей стратиграфической шкале антропогена можно на основе изучения остатков млекопитающих; ни ископаемой флоры, ни раковин беспозвоночных в них не встречено. Попытки выделить из этих отложений споры и пыльцу не дали результатов.

Несмотря на большое сходство фауны млекопитающих из различных местонахождений забайкальских красноцветных отложений, по мнению Э. А. Вангенгейм, можно, однако, весьма приблизительно выделить в ее составе несколько более ранние и относительно поздние элементы. Так, предположительно древнейший горизонт встречен в пределах г. Улан-Удэ, где Д. Б. Базаров (1965) обнаружил остатки *Carnivora gen. indet.*, *Gazella ex gr. blacki aut sinensis*, *Hipparion sp.*, возможно, близкий к *H. houfenense* Teilh. (определение Э. А. Вангенгейм).

По ее представлению, фауна, обнаруженная в г. Улан-Удэ, может служить аналогом фауны местонахождения I (к северу от Цзыньло), описанного Тейяром и Яном (Teilhard, Young, 1931) и датированного ими средним плиоценом. Геологические условия залегания остатков млекопитающих в этом местонахождении несколько напоминают геологическую позицию местонахождения в г. Улан-Удэ. В местонахождении I на мезозойских отложениях с резким размывом залегают плотно сцементированные конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу темными красными глинами с остатками *Gazella blacki*, *Antilospira licenti*, *Rhinocerotidae*, *Hipparion houfenense*, *Cervus sp.* (крупная форма), *Elephas sp.*¹ Выше без ясного несогласия залегают отложения серии Reddish

¹ Позднее обломок зуба слона был переопределен Тейяром и отнесен к *Archidiskodon planiform* (Teilhard, Leroy, 1942).

clays с типичными виллафранкскими формами. Тейяр и Ян считают, что красные глины с фауной из описанного местонахождения занимают промежуточное положение между понтическими красными глинами с *Hipparion richthofeni* и саньмэнем и называют этот горизонт предположительно «верхним понтом». Однако присутствие здесь крупного гиппариона, приближающегося к виллафранкскому *Proboscidea hipparion* и особенно *Archidiskodon*, заставляет, как полагает Э. А. Вангенгейм, сблизить эту фауну скорее с виллафранком, чем с понтом, и считать ее относящейся к наиболее низким горизонтам виллафранка—низам эоплейстоцена по схеме В. И. Громова и др. В Западной Европе аналогами этой фауны может считаться фауна нижнего виллафранка или, возможно, даже русильона.

Сделанное заключение позволяет поставить вопрос о стратиграфическом объеме азиатского виллафранка. Показанное единство красноцветных образований в отношении условий залегания, связи с рельефом, литологического состава и характера экологии млекопитающих служит основанием для представления о тектоническом, геоморфологическом, седиментационном и климатическом единстве, обусловившем образование красноцветов среднего плиоцена и аналогов нижнесаньмэньской свиты. Если, следовательно, исходить из материалов по территории Забайкалья, то можно говорить, что виллафранк должен включать как образования неизвестной по объему части среднего плиоцена (Teilhard, Young, 1930), так и стратиграфические аналоги нижнесаньмэньской свиты Китая (верхний стратиграфический горизонт красноцветов Забайкалья). В то же время следующий член антропогенного разреза Забайкалья, охарактеризованный фауной средней толщи горы Тологой, должен быть вынесен за рамки виллафранка, поскольку его накопление произошло в условиях рельефа и климата, сравнительно мало отличившихся от соответствующих условий плейстоцена. Это положение подтверждается материалами по Северному Китаю. Тейяр (Teilhard, 1937) отмечает большие изменения, наступившие после завершения стадии «*sapientia*» (саньмэнь) и перед началом следующей стадии «*choukoutien*» (чжоукоудянь).

Этот автор полагает, что изменения связаны с эпейрогеническими поднятиями Азиатского плато, на фоне которых дифференцированно происходило опускание Ордоса, Пекинской равнины и других областей аккумуляции.

Весьма близки к красноцветам г. Улан-Удэ и красноцветные отложения в разрезе горы Тологой (нижняя толща). Здесь отмечено присутствие *Gazella ex gr. blacki-sinensis* (по данным Э. А. Вангенгейм), *Hipparion* sp., *Cervidae* (по данным Л. Н. Иваньева), *Miomys ex gr. praehungaricus*, *Prosiphneus* sp., *Miomys* (cf. *Villanyia*) sp. (определения И. М. Громова и В. С. Зажигина) и некоторые другие. По заключению И. М. Громова, представители рода *Miomys* распространены с нижнего виллафранка до верхнего кромера, т. е. охватывают эоплейстоцен в объеме, предложенном К. В. Никифоровой (1960). Нижний возрастной предел красноцветных образований Тологой, по мнению Э. А. Вангенгейм, определяется по присутствию *Miomys* нижним виллафранком (по западноевропейскому стратиграфическому стандарту).

Присутствие в этой фауне гиппариона не позволяет считать красноцветные отложения моложе верхов виллафранка, так как самые поздние формы гиппарионов не известны стратиграфически выше этого предела.

Таким образом, возраст нижней толщи разреза горы Тологой в настоящее время можно определить лишь в довольно широких пределах — от верхов среднего плиоцена до верхнего плиоцена включительно, другими словами — как нижний эоплейстоцен.

Более богатая фауна млекопитающих известна из красноцветных окраинных образований на р. Чикой в окрестностях заимки Береговая. Эти

отложения аналогичны красноцветам Тологой или, возможно, представляют несколько более высокий (в стратиграфическом отношении) горизонт. Э. А. Вангенгейм, Л. В. Александровой, В. Г. Гербовой и автором в разное время в этом местонахождении был собран обильный костный материал, определены следующие виды и роды млекопитающих: *Probosciparion* sp., (s. l.) sp., *Dicerorhinus* sp., *Gazella* cf. *sinensis* (Teilh. et Piv.), *Nyctereutes* cf. *sinensis* (Schlosser), *Sinocastor* cf. *zdanskii* Young., *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* и др. (Вангенгейм, Беляева и др., 1966). М. В. Сотниковой, кроме того, определена *Felis* (*Lynx*) *shansius* Teilh.

Присутствие в чикойской фауне характерных представителей северокитайского виллафранка позволяет датировать красноцветные отложения у заимки Береговая нижним эоплейстоценом и сопоставить с отложениями Северного Китая, охарактеризованными нихэваньским (нижнесаньмэньским) фаунистическим комплексом. На основании изучения грызунов из этого местонахождения к такому же выводу о возрасте этих отложений пришел И. М. Громов. Он считает, что возраст фауны чикойских красноцветов с уверенностью датируется верхним плиоценом на основании видовых принадлежностей цокора и мимомис¹.

Изложенные взгляды на возраст красноцветной формации Забайкалья не единственные. Так, Л. Н. Иваньев и Н. А. Флоренсов (1958) на основе собранной в разрезах горы Тологой и заимки Береговой фауны пришли к заключению о стратиграфическом соответствии забайкальских красноцветов красным гиппарионовым глинам свиты паотэ Северного Китая, т. е. о нижнеплиоценовом их возрасте. Однако изучение положения этих пород в геологическом разрезе Забайкалья и определения новых сборов фауны И. М. Громовым и Э. А. Вангенгейм привели нас к выводу об ошибочности этой точки зрения. Ближе к действительности оказалась вторая точка зрения, высказанная Н. К. Верещагиным, Л. Н. Иваньевым и М. Ф. Кузнецовым (1960), которые датируют возраст красноцветов Забайкалья верхним плиоценом. «Судя по видовому составу этих млекопитающих, указанные захоронения фауны, по-видимому, одновозрастны и могут быть сопоставлены с верхнеплиоценовыми местонахождениями Северного Китая Сан Кан-хо, самыми нижними слоями Чжоу-Коу-Тьен, хапровской толщей северного побережья Азовского и Черного морей и с толщей конгломератов в долине Арно в Западном Средиземноморье», — писали эти авторы (Гербова, Равский, 1961, стр. 56). Эти сопоставления, хотя они и кажутся нам частично вероятными, остались недоказанными, так как две формы, определение которых этими авторами доведено до вида (*Marmota* cf. *sibirica* Radde, *Gazella* cf. *gutturosa* Pall.), не дают основания искать аналогов забайкальской фауны в Северном Китае и тем более в классических разрезах виллафранка Западной Европы. Родовой же состав фауны, как это очевидно, недостаточен для подобных выводов.

Резюмируя все приведенные данные, мы можем признать верхний горизонт красноцветных образований Забайкалья (продукты переотложения красноцветной почвы и коры выветривания) относящимся к нижнему эоплейстоцену.

В качестве следующего члена геологического разреза Забайкалья описана (по р. Итанца у дер. Ключево) среднеэоплейстоценовая толща красновато-бурого суглинка, залегающего с размывом на красных глинах, вмещающих неопределимые остатки млекопитающих. Фауна из

¹ Для нихэваньской фауны Северного Китая одной из характерных и широко распространенных форм является *Equus sanmeniensis*. В фауне красноцветных отложений Забайкалья пока достоверные находки настоящих лошадей не известны. Это заставляет предполагать, насколько более древний возраст чикойского фаунистического комплекса по сравнению с нихэваньским (но все же помещать его следует в пределах виллафранка). (Примеч. ред.).

нижнего слоя, по заключению Э. А. Вангенгейм, судя по сохранности костного вещества, близка к фауне из красноцветного горизонта горы Тологой и других красноцветных образований Забайкалья. В лежащих выше красновато-бурых суглинках найдены остатки следующих животных: *Itanzatherium angustirostre* Beliajeva, *Equus* ex gr. *sanmeniensis* Teilh. et Piv., *Sinomegaceros* (?) cf. *flabellatus* (Teilh.), *Gazella* sp. (ex gr. *sinensis*?), *Sinocastor* sp., *Mimomys* sp., *Citellus undulatus itancinicus* Zazhigin, *Cricetulus* (*Tscherskia*) *triton varians* (Zd.), *Ochotona tologoica* Hab., *O. cf. daurica* Pall.

Из взаимоотношения слоя, заключающего эту фауну, с типичными нижнеэоплейстоценовыми красноцветами можно сделать вывод о более позднем времени его образования.

Возраст фауны и вмещающих отложений может быть, по мнению Э. А. Вангенгейм, определен более точно — как средний эоплейстоцен. Основанием для такой датировки служит, с одной стороны, присутствие здесь остатков примитивной саньмэньской лошади, более примитивной, чем в отложениях средней толщи разреза горы Тологой (см. дальше), а следовательно, и более древней. С другой стороны, залегание костеносных отложений на красноцветных образованиях, аналогичных красноцветам с вилафранкской фауной, позволяет считать их моложе нижнего эоплейстоцена. находка в описанных отложениях остатков *Sinomegaceros* cf. *flabellatus* позволила Э. А. Вангенгейм сопоставить фауну с р. Итанца с фауной местонахождения Чжоукоудянь 13 Северного Китая, для которой этот олень является очень характерным.

Слои, переходные от эоплейстоцена к плейстоцену, как следует из приведенных описаний, зафиксированы в разрезах в районе пос. Харанхой. Здесь отмечен, возможно, непрерывный и постепенный переход красноцветов в мощные озерные и озерно-речные пески кривоярской свиты. Благодаря этому наметить верхнюю границу эоплейстоцена весьма затруднительно.

Другой весьма важный разрез наблюдался в канавах у горы Тологой, где средняя супесчаная толща (верхний эоплейстоцен) ложится на красноцветные озерные отложения с небольшим размывом, а отделяется от верхней толщи этого разреза сменой литологического состава и кое-где горизонтом погребенной почвы. В супесях верхних слоев средней толщи были найдены остатки следующих животных: *Archidiskodon* sp. (возможно, близкий к *A. wüsti*), *Coelodonta tologoijensis* Beliajeva, *Equus* ex gr. *sanmeniensis*, *Bison* sp., *Spirocercus* cf. *pei*, *Sorex* sp., *Ochotona daurica gurevi* Erbajeva, *Citellus undulatus gromovi* Erbajeva, *Allactaga saltator transbaicalicus* Erbajeva, *Cricetulus barabensis* Pall., *Ellobius aff. talpinus* Pall., *Lagurus simplicidens* Young., *Microtus fortis* Büchn., *M. brandti* Radde (Вангенгейм, Беляева и др., 1966; Ербаева, 1965).

По заключению Э. А. Вангенгейм, присутствие здесь лошади, представляющей, очевидно, более позднюю эволюционную ступень в развитии группы саньмэньских лошадей по сравнению с лошадью из красновато-бурых суглинков с р. Итанца, говорит о том, что мы встречаемся в данном случае с более поздним фаунистическим комплексом, следующим за итанцинским. Об этом же свидетельствуют и более крупные размеры тологийского зубра по сравнению с нихэваньским *Bison palaeosinensis* (Равский и др., 1964). Видовой состав тологийской фауны средней толщи близок к фауне пещер с синантропом из окрестностей Пекина.

Весьма существенные выводы можно сделать по результатам спорово-пыльцевого анализа, проведенного Л. В. Голубевой, трех разрезов верхнего эоплейстоцена, а именно — средней толщи горы Тологой, оврага у дер. Шарагол и обнажения в долине р. Урлук (см. рис. 28, рис. 89). На основании полученных данных можно прийти к заключению, что во время накопления этих осадков господствовали степные и лесостепные ландшафты. Среди травянистых растений наибольшее зна-

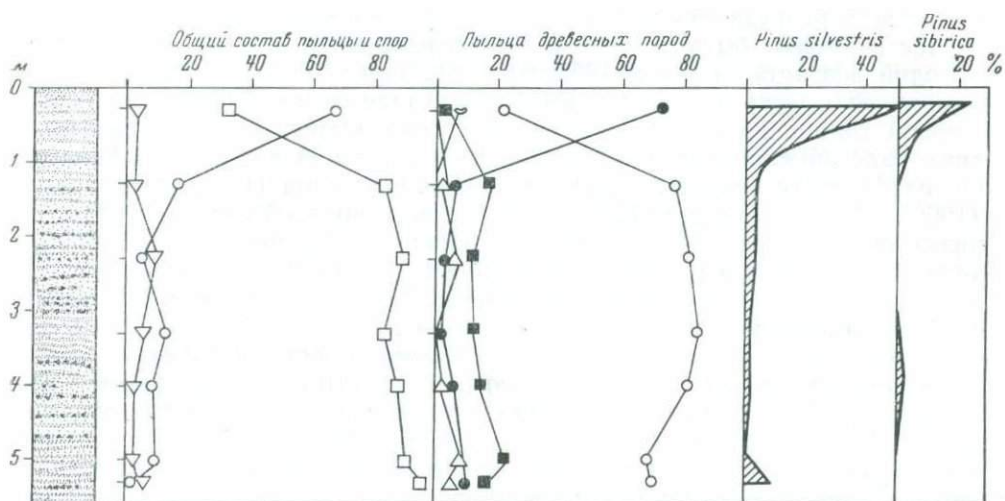


Рис. 89. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений у дер. Шарагол (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

чение имели злаки, сложноцветные, полыни и лебедовые. Состав древесных пород указывает на условия теплого климата, так как в это время здесь могли произрастать наряду с сосной и древовидной березой широколиственные породы — дуб, вяз и амурская липа.

Обращает на себя внимание значительное участие в растительном покрове широколиственных пород, особенно дуба (в отложениях в долине р. Урлук количество пыльцы дуба достигает 37%). Подобные ландшафты характерны для верхнего эоплейстоцена. В дальнейшем в плейстоцене пыльца широколиственных пород встречена нами лишь в отложениях казанцевского межледниковья и в голоцене (время климатического оптимума), но уже менее разнообразная и в меньшем количестве.

Таким образом, как соотношения с горизонтом красноцветных образований, так и фаунистические аналогии дают основание для сопоставления рассматриваемого стратиграфического горизонта с верхнесаманьской свитой или со свитой чжоукоудянь Северного Китая. В нашей стратиграфической схеме этот горизонт находит естественное место в верхней части эоплейстоцена.

В других районах Восточной Сибири отложения эоплейстоцена не могут быть разделены с такой же степенью обоснованности как в Забайкалье. Однако три члена в разрезе эоплейстоцена могут быть выделены почти повсеместно.

Рассмотрим сначала разделение эоплейстоцена тункинских впадин. Здесь в весьма полном разрезе, как это уже было изложено, на отложениях олигоцена-миоцена с размывом лежит мощная и молассоподобная толща слабо сцементированных песчано-глинистым и железистым цементом конгломератов и песчаников, включающих прослойки лигнитизированной древесины.

Найденные в ней раковины наземных моллюсков из-за их распространения в осадках широкого возрастного диапазона не могут дать указания на стратиграфическое положение толщи.

М. Н. Грамм (1965) в глинах охристой свиты обнаружил ряд форм остракод, встречающихся в понтических, акчагыльских, апшеронских и бакинских отложениях Каспийского бассейна. Особое значение этот исследователь придает присутствию *Cytherissa lacustris* (G. O. Sars.):

«...та часть разреза свиты, к которой приурочены остракоды, ни в коем случае не может быть древнее позднего плиоцена. Вероятнее же более молодой возраст» (Грамм, 1965, стр. 638). Определенное значение в установлении возраста этой свиты имеет залегание ее в основании антропогеновой толщи, на осадках палеоген-неогена. Охристая свита по условиям залегания аналогична верхней красноцветной толще Забайкалья. Об их близости свидетельствуют также наблюдения Н. А. Флоренсова (1960) и Н. А. Логачева (1958а) о заимствовании этой свитой продуктов размыва красноцветной коры выветривания или красноземных почв находящегося в них в качестве терригенных примесей железа. Однако в отличие от виллафранкских красноцветов Забайкалья накопление охристой свиты происходило в гумидных условиях. Об этом, помимо ясно выраженных процессов лимонитизации, говорят спорово-пыльцевые спектры, в нижней половине свиты отражающие развитие хвойных лесов, преимущественно из ели с большим участием тсуги и с примесью сосен и широколиственных пород. Тсуга, как указывалось, представлена несколькими видами; ель в основном принадлежит *Picea sec. Euripicea* и в меньшей мере секции *Omorica*; среди сосен определены *Pinus sec. Eupitys* (типа *P. silvestris*), *P. sec. Cembrae*, *P. sec. Strobilus*. Широколиственные представлены *Juglans*, *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Corylus*, *Myrica*.

Довольно много было берез и ольхи. Во время накопления верхней части охристой свиты характер лесной растительности изменился. Стали господствовать березовые леса со значительным участием ольхи. Широколиственные полностью не исчезали, но их разнообразие сократилось: встречены только *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*. Важно отметить, что значительно возросла в растительном покрове роль травянистых растений. Можно поэтому говорить, что березовые леса не были распространены сплошь, а перемежались с открытыми степными пространствами. Среди трав обнаружены ксерофиты — полыни, лебедовые и злаки. Все это свидетельствует об установлении значительно более сухого и, может быть, холодного климата. Однако у кровли толщи вновь можно констатировать возращание пыльцы ели и, следовательно, говорить о новом увеличении влажности климата.

Большие затруднения вызывает вопрос о стратиграфическом положении осадочно-туфогенной толщи. Данными бурения (Логачев, 1958) установлено, что она покрывает осадки охристой свиты и, таким образом, должна считаться более молодой. Однако эти соотношения, по-видимому, не выдерживаются на всем протяжении Тункинских впадин. Так, в большом обнажении в верховьях р. Замараихи можно видеть, что туфопесчаники замещают собою по простираанию породы охристой свиты или в приконтактной зоне перемежаются. Н. А. Флоренсов (1960), говоря о быстрой смене фациального состава осадков неогена (к которым этот автор относит также охристую и туфогенно-осадочную толщи), особенно в краевых частях кайнозойских впадин, замечает: «...базальты, базальтовые туфы и туфогенные песчаники образуют тесную ассоциацию (переслаивание) с осадочными отложениями в Тункинской группе впадин и кое-где в горных долинах и на водоразделах Восточного Саяна и Хамар-Дабана» (стр. 87). Исходя из этих данных, в отличие от высказывавшихся ранее взглядов (Голубева, Равский, 1962), мы склонны считать туфогенно-осадочную толщу фациальной разновидностью, может быть, всей, но скорее только верхней части охристой свиты. Отмеченная выше тенденция к изменению характера спорово-пыльцевых спектров в самых верхних горизонтах охристой свиты в дальнейшем развивается и более явно в спорово-пыльцевых спектрах толщи, залегающей на туфогенных осадках (в туфобрекчиях и туфопесчаниках) в обнажении Белый Яр II. Эта толща, представленная горизонтально-слоистыми заторфованными песками и супесями, охарактеризована спорово-пыльцевыми спектрами хвойных лесов с господством сибирского кедра, при су-

щественном участии ели и лиственницы и примеси пихты, березы и ольхи. Во время накопления самых нижних слоев толщи еще произрастала тсуга, а также некоторые хвойные экзоты и *Ulmus aff. pumila* L.

В верхней части толщи Я. И. Старобогатов определил *Gyraulius acro-nicus* var., *Helicorbis sujfurensis* Star., *H. sp. Lymnaea aff. viridis*, *Succinea ex gr. oblonga* Drap.

Фауна моллюсков, определенная Я. И. Старобогатовым из верхней части толщи, характерна для мелких застойных или слабо проточных вод и содержит формы, близкие к обитающим сейчас в пойме Амура. При проведении карпобогатологического анализа этих отложений Ю. М. Трофимовым выявлены растения, произрастающие сейчас в южной части лесной зоны Восточной Европы и Западной Сибири.

В разрезах Белого Яра I и II описываемая толща эоплейстоцена срезается вышележащими песками, и ее верхние горизонты размыты. Они прослежены, как указывалось, в обнажении у устья р. Большая Тибельти, где образованы аллювиальными косослоистыми песками, заключающими остатки древесных стволов, линзы плотно спрессованного торфяника и гиттин. Спорово-пыльцевой анализ этой толщи показал, что во время ее накопления произрастали хвойные леса из сибирского кедра, ели, с примесью березы и лиственницы. Небольшое, по-видимому, участие в составе лесов принимал и вяз.

В этом обнажении слои эоплейстоцена в непрерывном разрезе переходят в отложения начала плейстоцена, что выражается сменой типов осадков и переходом от аллювиальных к озерным фациям, соответствующим изменению слоистых текстур, исчезновением из спорово-пыльцевых спектров (см. рис. 22) пыльцы широколиственных, а затем темнохвойных древесных пород и повышением роли лиственницы и травянистых.

Таким образом, в геологическом разрезе Тункинского эоплейстоцена отчетливо выделяются три толщи: грубообломочная (пролювиальная и аллювиальная), разделяющаяся по составу растительности по палеоклиматическим признакам на две основные части — нижнюю и верхнюю, и третья — озерно-болотная и аллювиальная толща, связанная постепенным переходом с осадками плейстоцена. Туфоогенно-осадочную толщину мы считаем фациальным аналогом охристой свиты, скорее ее верхней части.

Сопоставление трех горизонтов эоплейстоцена в Тункинской впадине с соответствующими горизонтами Забайкалья весьма затруднительно, так как в одном случае их расчленение достигнуто на основе фауны млекопитающих, а в другом — по данным спорово-пыльцевого и палеокарпобогатологического анализов. С известной вероятностью можно говорить о соответствии красноцветов верхнего горизонта (чикойской свиты) нижней части охристой свиты, благодаря тому, что обе толщи лежат в основании разреза антропогена и формировались при участии продуктов переотложения красноцветной коры выветривания или красно-зеленых почв. При сопоставлении отложений верхнего эоплейстоцена большое значение имеет разрез в устье р. Анги (см. раньше). Вскрытые здесь осадки — табачно-серый гравий с прослоями суглинка — охарактеризованы как остатками млекопитающих и моллюсков, так и спорово-пыльцевыми спектрами. В этом обнажении достаточно явственно обозначился переход от эоплейстоцена к плейстоцену и по условиям залегания толща занимает такое же положение в общем разрезе, как и верхняя эоплейстоценовая толща Тункинской впадины. Совершенно одинаковы и спорово-пыльцевые спектры, указывающие на распространение хвойных лесов (сосново-еловых или сосново-кедровых при значительном участии березы, примеси пихты и некоторых широколиственных) во время накопления этих осадков.

В разрезе в устье Анги, как отмечалось, встречены остатки *Equus cf. mosbachensis*, *Dicerorhinus cf. mercki*, т. е. руководящих форм тирасполь-

ского фаунистического комплекса, которые мы, как и другие исследователи Сибири, относим к верхнему эоплейстоцену. В Забайкалье к этому горизонту эоплейстоцена относятся средняя толща горы Тологой и ее стратиграфические аналоги, заключающие остатки млекопитающих тологойского фаунистического комплекса, выделенного Э. А. Вангенгейм (Вангенгейм, Беляева и др., 1966), и по возрасту близкого тираспольскому.

Таким образом, можно установить геологическую одновременность формирования средней толщи горы Тологой, верхнего горизонта эоплейстоцена Тункинской впадины и осадков, вскрытых в устье Анги. Но если толщи, которые мы отнесли в Забайкалье и в Тункинской впадине к нижнему и верхнему эоплейстоцену, одновременны, то мы вправе допустить, что одновременны и средние горизонты эоплейстоцена указанных районов, т. е. признать возрастное тождество красновато-бурых пролювиальных осадков, охарактеризованных итанцинским фаунистическим комплексом Э. А. Вангенгейм, и верхней части охристой свиты, а также, вероятно, и туфогенно-осадочной толщи.

Эоплейстоценовые осадки в Прибайкалье объединены, как уже было показано, в манзурскую свиту и толщу ангинского аллювия.

Е. В. Павловский и Н. В. Фролова (1955) считали породы, относимые нами к манзурской свите, древнечетвертичными. Возраст описываемых отложений эти авторы рассматривали в связи со временем заложения древних долин, указывая, что отложение древнего аллювия в них «происходило в конечную фазу их существования».

Эти отложения, даже их глинистые разновидности, в общем бедны спорами и пылью. Имеются указания (Кульчицкий, 1957) о том, что в песчано-галечных образованиях в составе спорово-пыльцевых спектров установлена пыльца сосны, березы и недревесных растений — злаков, осоковых, маревых, лютиковых, сложноцветных и спор сфагнового мха и кочедыжниковых. В верхнем горизонте встречается пыльца сосны кедровидной, березы и недревесных.

Отсутствие видовых определений, а главное — указаний о соотношении между отдельными компонентами спектров, лишает возможности их стратиграфического истолкования.

Несколько более подробные палинологические данные приведены в работе Н. А. Логачева и др. (1964). В спорово-пыльцевых спектрах манзурской свиты, судя по этому сообщению, преобладает пыльца *Pinus* подрода *Harloxyloп*, в меньшем количестве встречается пыльца *Picea* sec. *Eurpicea*, *P. sec. Omorica*, отмечены единичные зерна *Tsuga* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp., *Juglans* sp., *Alnus* sp. Сравнительно много пыльцы злаков, полыни, гвоздичных и других травянистых растений. Подобные комплексы характеризуют, по мнению авторов, темнохвойную тайгу с примесью грецкого ореха, лещины и ольхи в долинах, наряду с остепненными участками по их склонам. Вполне справедливо указание на умеренный климат, по сравнению с более теплым климатом времени накопления верхнепалеогеновой и неогеновой каменской и баяндайской свит. Однако и приведенные данные не проливают свет на изменения характера растительности во времени и, следовательно, не позволяют использовать их для стратиграфии.

Наиболее ценные данные для определения геологического возраста манзурской свиты получены по результатам изучения условий ее залегания. Как уже сказано, породы этой свиты лежат в брошенных речных долинах в области современного междуречья Ангары и Лены. Эти древние долины на некоторых участках выработаны в олигоцен-миоценовых угленосных образованиях и в наращивающих их по стратиграфическому разрезу пресноводных карбонатных породах баяндайской свиты, датированных (Равский, 1959) средним — верхним миоценом. Таким образом, послемииоценовый возраст манзурской свиты устанавливается

вполне определено. Некоторые особенности литологического состава пород этой свиты — сильная обохренность песков и цемента галечников, наличие прослоев белых глин, образованных минералами коры выветривания, — позволяют считать, что эти породы не могут относиться к плейстоцену. Их место, естественно, поэтому нужно искать в рамках плиоцена или эоплейстоцена. Соотношения с верхне-эоплейстоценовыми осадками ангинского аллювия, прислоненного к манзурской свите и охарактеризованного фауной млекопитающих верхнего эоплейстоцена, сужают возрастной диапазон свиты до нижнего-среднего эоплейстоцена.

Нами (Равский и др., 1964), так же как и Н. А. Логачевым и др. (1964), отмечено сходство манзурской свиты по условиям залегания, соотношению с подстилающими породами, литологическому составу с молассовыми толщами внутриворонной Тункинской впадины, где они обособлены в охристую свиту. Есть некоторые черты сходства и в составе их спорово-пыльцевых спектров. Поэтому отнесение манзурской свиты, как и охристой, к наиболее ранним образованиям эоплейстоцена представляется наиболее обоснованным. Н. А. Логачев полагает, что «стратиграфическое место манзурского аллювия определяется его положением между красноцветными отложениями позднего неогена и фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего плейстоцена... его следовало бы отнести к среднему эоплейстоцену, а отложения красноцветной формации — к нижнему эоплейстоцену» (Логачев и др., 1964, стр. 113).

В доказательство правоты своего взгляда Н. А. Логачев привел описание карьера, в котором вскрыто залегание манзурской свиты на красноцветном аллювии. Этот довод, очевидно, можно было бы считать достаточно убедительным, если бы в разрезе позднего кайнозоя отмечался только один горизонт красноцветов, как это и полагал Н. А. Логачев. Мы считаем этот горизонт красноцветов нижним, миоплиоценовым, а манзурскую свиту, естественно, более поздней.

Судя по отмечавшемуся сходству манзурской свиты с охристой, можно говорить о ее отнесении к нижнему-среднему эоплейстоцену. Причем, вероятно, спорово-пыльцевые спектры, отражающие растительность темнохвойной тайги, характеризуют собой нижнюю часть свиты, а спектры с преобладанием сосны и березы при значительном содержании пыльцы травянистых принадлежат ее верхней части. Приведенные соображения нуждаются, конечно, в обосновании более обширным фактическим материалом.

Ангинский аллювий, разносторонне охарактеризованный остатками органического мира, надежно датируется верхним эоплейстоценом.

Толща, отвечающая по времени своего накопления охристой и, по всей вероятности, манзурской свитам, встречена и в долине Ангары, в районе Братской ГЭС, где и вскрыта буровыми скважинами. Ее мощность превышает здесь 80 м. Нижняя часть толщи имеет, судя по анализам Т. Д. Боярской (1961), спорово-пыльцевые спектры, позволяющие судить о том, что в период ее накопления произрастала темнохвойная тайга из ели, сибирского кедра и пихты, обогащенная видами хвойных экзотов и вяза. При формировании верхней части толщи лесной характер растительности не претерпел изменения, но главными компонентами леса стали сосна обыкновенная (*Pinus silvestris*), береза; содержание ели сократилось, и пихта полностью исчезла. В этом разрезе, следовательно, как и в указанных толщах Прибайкалья, прослеживается та же самая последовательность климатических фаз от умеренно теплого и влажного климата к значительно более сухому и холодному. Указанный состав растительности и последовательность климатических фаз дают основание отнести толщу, выполняющую эрозионный котел близ Падунского порога на р. Ангаре, к нижнему-среднему эоплейстоцену.

Изложенные данные позволяют нам с большей степенью достоверности подойти к вопросу о геологическом возрасте аллювиальных отложе-

ний высоких и древних речных террас. Этот вопрос до настоящего времени полностью не разрешен, в значительной степени из-за пробелов в сборах палеонтологического материала. Действительно, в области Средне-Сибирского плоскогорья имеется только несколько пунктов, где в эоплейстоценовых аллювиальных отложениях, выраженных в рельефе террас, встречены остатки млекопитающих. Мы уже упоминали о находках ископаемого *Cervidae* в осадках IX террасы Ангары, которые следует считать древними только благодаря высокой степени их фоссилизации. В отложениях VII террасы обнаружены кости *Equus cf. sanmeniensis*, однако тип этой лошади (степень ее прогрессивности) установить не удалось. В отложениях VI террасы найдены остатки *E. cf. sanmeniensis* позднего типа, что позволило Э. А. Вангенгейм сделать определенный вывод о верхнеэоплейстоценовом возрасте вмещающих отложений.

В долине Лены в аллювии морфологически выраженной 60-метровой террасы, выделяемой Н. М. Чеботаревой и др. (1957), а также Н. П. Куприной (Алексеев и др., 1962) в качестве IV надпойменной, в базальном слое галечников обнаружена кость, отнесенная Э. А. Вангенгейм к *Coelodonta cf. antiquitatis*. При этом были указаны некоторые отличия этой формы от типичного шерстистого носорога. Позднее при монографическом изучении ископаемых носорогов Е. И. Беляева (Вангенгейм, Беляева и др., 1966) отметила, что ленский носорог принадлежит ветви целодонт с удлинненными конечностями, отделившейся от общего ствола *Coelodonta* не позднее раннего эоплейстоцена и вымершей в начале плейстоцена. Однако, как считает Е. И. Беляева, история рода *Coelodonta* выяснена еще недостаточно, хотя его азиатское происхождение сомнения не вызывает. Поэтому эту находку целесообразно в настоящее время отнести к *Coelodonta sp.*

Спорово-пыльцевой анализ аллювия этой террасы, проведенный Р. Е. Гитерман (1963), обнаружил господство древесных форм, причем главными компонентами спектра являются сосна и ель, отмечается присутствие пихты и примесь широколиственных (вяза и липы).

Особо следует остановиться на находках ископаемых млекопитающих, связываемых М. Н. Алексеевым (1961), М. Н. Алексеевым и др. (1962) с аллювиальными образованиями IV террасы Вилюя высотой 45—60 м. Остатки фауны — *Archidiskodon wüsti*, *Dicerorhinus mercki* — были найдены им у устья р. Чебынды в осыпи аллювия IV террасы, в ожелезненных песках и галечниках непосредственно ниже их коренных выходов, но в условиях, исключающих принос рекой. На бечевнике здесь же обнаружены кости *Equus cf. mosbachensis* с такой же степенью минерализации, как и другие. Поэтому М. Н. Алексеев связывает все находки с аллювием IV террасы.

В результате палинологического изучения ряда разрезов IV террасы р. Вилюя Р. Е. Гитерман должна была прийти к заключению, что во время образования ее аллювиальных отложений «...существовали островные листовично-сосново-березовые и еловые леса в сочетании со злаково-разнотравными и полынными ассоциациями» (Гитерман, 1963, стр. 50), т. е. ландшафт отражал условия значительного похолодания и, может быть, начавшегося оледенения. Но в основании аллювия М. П. Алексеевым были собраны, а М. Н. Караваевым определены макрофоссилии *Picea obovata* Ldb. *Larix dahurica* Turcz. и шишки, напоминающие *Picea anadyrensis* Kryscht., указывающие на существование умеренно теплого климата. Об этом же можно судить и по экологии упоминавшихся млекопитающих. Возникшее противоречие Р. Е. Гитерман разрешает указанием на то, что «...спорово-пыльцевые спектры и фаунистические находки происходят на разновозрастных горизонтах» (стр. 51). С. М. Стейлин (1964а), разбиравший этот же вопрос, заметил, что спорово-пыльцевому анализу подвергалась не вся толща аллювия, но самые нижние его горизонты, где как раз и собраны шишки хвойных и ко-

сти, остались не опробованными. Подобные факты позволили С. М. Цейтлину также высказать мнение, что толща IV террасы Вилюя состоит из двух разновозрастных пачек — эоплейстоценовой и среднеплейстоценовой (по схеме 1932 г.). Этот взгляд, очень логично разрешающий возникшее затруднение, однако, не подтверждается наблюдениями М. Н. Алексеева, не выделившего в рассматриваемом разрезе террасы близ устья Чебыды двух пачек аллювия и не наблюдавший линии их разграничения. Поэтому положение ископаемой фауны и флоры в осадках IV террасы Вилюя все еще остается неясным. Но предварительно можно принять предложенную Р. Е. Гитерман и С. М. Цейтлиным точку зрения. Однако из изложенного следует сделать вывод, что фауна разреза у р. Чебыды не может быть использована для обоснования возраста IV террасы р. Вилюя.

Среди отложений высоких террас Енисея во внеледниковой зоне, судя по обобщающей работе С. П. Горшкова (1962а), остатки млекопитающих обнаружены в двух пунктах. Ближе не определенные остатки *Elephantidae* и *Rhinocerotidae* были собраны этим автором *in situ* в разрезе VII (110 м) террасы у с. Сербряково.

Приведенных сведений достаточно, чтобы с необходимой уверенностью отнести VI—IX террасы р. Ангары и IV—VII террасы среднего течения Лены к эоплейстоцену. Подтверждение этому выводу можно видеть в своеобразном литологическом облике эоплейстоценовых отложений, отличающихся весьма существенно как от более древних, неогеновых образований, так и плейстоценовых. Аллювиальные отложения эоплейстоцена характеризуются охристой окраской, полимиктовым составом крупнообломочного материала (причем неустойчивые к выветриванию компоненты содержатся в нем в заметно меньшем количестве, чем в плейстоценовых образованиях). То же самое можно сказать и о характере шлихо-минералогического спектра. В этих отложениях также встречаются прослойки и линзы светлоокрашенных глин монтмориллонитового и гидрослюдистого состава. Данные по фауне позволяют уточнить геологический возраст аллювиальных отложений VI (60 м) террасы Ангары, основываясь на находках в них остатков саньмэнской лошади позднего типа, и IV (50—60 м) террасы средней Лены, пользуясь данными о залегании в ее осадках специфической эоплейстоценовой формы центрально-азиатского носорога. Эти отложения должны датироваться верхним эоплейстоценом.

Более детальное стратиграфическое разделение рассматриваемых отложений возможно на основе данных спорово-пыльцевого анализа и сравнения их с палинологической характеристикой полных геологических разрезов эоплейстоцена. Так, охарактеризованные фауной млекопитающих аллювиальные отложения верхнего эоплейстоцена повсюду (кроме Забайкалья) содержат спорово-пыльцевые спектры хвойных лесов, чаще всего темнохвойных, основными компонентами которых являлись ель, сибирский кедр; значительное участие принимали сосна и береза, присутствовали пихта и широколиственные. Такой тип растительности был господствующим и во время накопления VI и V надпойменных террас Ангары и других крупных рек ее бассейна. Т. Д. Боярская (1961) сообщает данные о спорово-пыльцевых спектрах VI—50—60-метровой террасы Ангары в районе строительства Усть-Илимской ГЭС. В них резко преобладает пыльца древесных пород (85—95%); наибольшее ее количество относится к *Pinus silvestris* (50—60%), но вверх по разрезу растет содержание ели (до 15%), появляется пихта. Здесь, по мнению Т. Д. Боярской, отражена смена кедрово-сосновых лесов еловой тайгой с кедром и пихтой.

В долине р. Илама VI—60-метровая терраса, судя по материалам Т. Д. Боярской, также охарактеризована лесными спектрами, в которых господствует пыльца сосны (65—85%), кедра (5—20%), березы

(10—25%). Из широколиственных встречены дуб (*Quercus mongolica*) и вяз (*Ulmus laevis*).

Стратиграфическое положение V террасы рек системы Ангары длительное время не было достаточно ясным. Судя по косвенным признакам, мы относили ее аллювиальные образования к концу эоплейстоцена (Равский, 1959а, 1960). Полученные сейчас Т. Д. Боярской спорово-пыльцевые спектры как будто подтверждают это предположение. В Илимском Приангарье из отложений террасы выделены лесные спорово-пыльцевые спектры (древесных до 98%). Господствует пыльца сосны (70—85%) и березы (10—20%). В Братском Приангарье в нижней части разреза преобладает пыльца травянистых (до 57%), причем доминируют ксерофиты — полынь (40%), лебедовые (20%), но в составе древесных пород встречаются и широколиственные. В верхней части спектры другие. Содержание пыльцы древесных возрастает до 60—85%; среди них пыльца ели составляет 20—30%, сибирского кедра — 20—45%, сосны — 10—40%. Т. Д. Боярская полагает, что в это время в условиях сравнительно теплого и влажного климата произрастала темнохвойная тайга.

Несколько другой тип растительности существовал в период накопления аллювиальных отложений VII (70—80 м) террасы Ангары в районе устья Илима. По мнению Т. Д. Боярской, растительность была представлена разреженными светлохвойными и березовыми лесами с участками луго-степей. Обращаясь, однако, к рассмотрению соответствующей спорово-пыльцевой диаграммы, можно видеть, что среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца сосны (*Pinus silvestris*) — до 60%, сибирского кедра — 20—30%, березы; единично встречается ель и пихта. В районе Братска в аллювии 70—75-метровой террасы в составе спорово-пыльцевых спектров больше пыльцы древесных, но и здесь она состоит почти исключительно из сосны и березы, что позволило Т. Д. Боярской считать, что были распространены светло-хвойные и березовые леса. Часть пыльцы березы относится к кустарниковой разновидности.

Однако, несмотря на некоторые коррективы, которые необходимо внести в формулировку Т. Д. Боярской, очевидно, что аллювиальные отложения VII террасы накапливались в условиях более сухого и, вероятно, относительно холодного климата, чем отложения VI и V террас. По этому признаку они одновозрастны с верхней частью толщи, выполняющей эрозионный котел близ Падунского порога, и с верхней частью охристой толщи и, по-видимому, относятся к среднему эоплейстоцену.

Палинологическая характеристика аллювия двух более высоких террас Ангары — VIII и IX, по данным разных авторов, существенно не расходится. Во всех разрезах спорово-пыльцевые комплексы отражают существование тайги, лесообразующими компонентами которой были сосна, сибирский кедр, ель, а также имелась примесь пихты и широколиственных древесных пород; среди последних обычны липа (*Tilia sibirica*), дуб (*Quercus mongolica*), вяз. Подобный состав растительного покрова сближает аллювиальные отложения этих террас с нижней частью падунской толщи и также с нижней частью охристой свиты.

Таким образом, и среди аллювиальных отложений серии высоких надпойменных террас прослеживаются те же три горизонта эоплейстоцена, которые отмечены нами в полных и мощных разрезах Прибайкалья.

В других речных системах можно увидеть некоторые черты подобия картины, развернутой для древнего аллювия р. Ангары. Обращаясь к сопоставлению эоплейстоценового аллювия этой реки и Енисея (во внеледниковом отрезке его течения), по данным С. П. Горшкова (1962а), нельзя не обратить внимания на то, что отложения VII (худоноговской) террасы Енисея в некоторых горизонтах имеют красноцветную окраску и содержат пыльцу преимущественно древесных растений — сосны, ели, пихты, березы, ольхи при значительном (в отдельных образцах до 10%)

содержании пыльцы широколиственных — дуба, липы, лещины. Вверх по разрезу содержание древесных пород несколько сокращается в пользу травянистых. В осадках VI террасы полные комплексы пыльцы и спор выделить не удалось, но в сопрягающихся с ней и частично фациально замещающих аллювий отложениях озерно-аллювиальной междуречной равнины проведен необходимый комплекс исследований. При этом установлено, что в спорово-пыльцевых спектрах нижней части вскрытого буровыми скважинами разреза главенствует пыльца сосны с примесью березы. Такой ее состав свидетельствует о распространении в это время светлохвойных лесов с березой. В верхней части этой толщи преобладает пыльца травянистых, в том числе ксерофитных растений, хотя в отдельных горизонтах прослежено значительное содержание ели. Эти спектры, пришедшие на смену спектрам аллювия VII террасы, весьма сходны со спектрами VII террасы Ангары. Однако следующая фаза появления темнохвойных лесов с широколиственными во внеледниковой зоне по Енисею не прослежена, так как отложения террасы, прислоняющиеся к осадкам озерно-аллювиальной равнины, как увидим дальше, относятся к самаровскому ледниковому горизонту. Возможно, соответствующие отложения скрыты в глубоком эрозионном врезе, прослеженном бурением в основании аллювия «торгашинской», «собакинской» и «лагерной» террас (Зубаков, 1965). Однако изучены эти отложения еще крайне недостаточно.

В долине Лены древнейшими эоплейстоценовыми образованиями, как уже указывалось, являются аллювиальные отложения в дельте реки, выделенные в саардахскую свиту. Одновременными ей М. Н. Алексеев (Алексеев и др., 1962) считает отложения 100-метровой террасы, выделенные в табагинскую свиту. Почти повсеместно они представлены сильно обохренными песками с галькой преимущественно устойчивого к выветриванию состава.

В составе пыльцевых спектров обычно главенствуют ель, сосна, береза, отмечается примесь лещины, граба, орешника, птерокарии, вяза, тсуги. Судя по литологическому облику и составу пыльцы, эти толщи отвечают нижнему эоплейстоцену более южных районов, в частности низам охристой свиты.

60-метровая терраса Средней Лены по находке ископаемого носорога (*Coelodonta* sp.) и характеру спорово-пыльцевых спектров относится к верхнему эоплейстоцену, поэтому аллювий промежуточной 70—80-метровой террасы, вероятно, принадлежит среднему эоплейстоцену.

В нижнем течении Алдана на третичных осадках по границе размыва, невысоко над межленным уровнем воды лежит толща сильно лимонитизированных песков с галькой, составляющих верхний член толщи, выполняющей молодую нижеалданскую впадину. В ней были найдены и определены Э. А. Вангенгейм (1961) *Palaeoloxodon* ex gr. *paladicus* (Falc. et Cautl.), *Equus* ex gr. *sanmeniensis* Teilh. et Piv., *Alces latifrons* (Johns.), *Trogotherium* cf. *cuvieri* Fisch., *Canis* cf. *variabilis* Pei. Э. А. Вангенгейм относит алданскую фауну к эоплейстоцену, но не к самому нижнему его горизонту. С точки зрения современных представлений скорее всего она должна считаться среднеэоплейстоценовой.

На соседней территории Северного Китая, судя по общим элементам фауны млекопитающих, нижнесаньманьская озерно-аллювиальная свита и ее стратиграфические аналоги среди покровных склоновых и междуречных отложений, выделенные современными китайскими исследователями (Ли Сыгуан, 1952; Хуан Вань-по, 1959; Лю Дун-шень, Чжан Цун-ху, 1962 и др.) под названием ученого хуанту (лэсса?), являются одновременными нижеэоплейстоценовой толще.

Что касается положения эоплейстоценовых отложений рассматриваемой области в общей шкале антропогенного периода, то этот вопрос разбирался недавно в работе коллектива авторов (Громов, Алексеев и др.,

1965). При этом было высказано мнение, согласно которому нижняя часть красноцветных отложений Забайкалья и их стратиграфические аналоги считаются синхронными нижнему виллафранку Европы, а верхняя часть с фауной чикойского комплекса отвечает верхнему виллафранку¹. Схема корреляции эоплейстоценовых отложений приведена в табл. 2.

ПЛЕЙСТОЦЕН

По кровле верхнего эоплейстоцена проходит важный рубеж, отделяющий эоплейстоцен от плейстоцена. При синхронизации отложений последнего большое значение приобретает палеоклиматический критерий, поскольку в плейстоцен объединены отложения всех эпох оледенений и межледниковий. Поэтому корреляция плейстоценовых отложений проводится по горизонтам. Каждый из них соответствует одному оледенению или одному межледниковью.

Стратиграфический горизонт, следующий непосредственно за верхним эоплейстоценом, — самаровский — можно считать маркирующим по совокупности характерных для него повсеместно проявляющихся признаков. Отложения этого горизонта накапливались в условиях заметного и резкого похолодания, развития оледенения и установления перигляциального режима на всей остальной территории. С этими событиями связано появление специфических перигляциальных фаций и глубокая перестройка животного и растительного мира. Одновременность образования рассматриваемого горизонта в Восточной Сибири и его датировка временем максимального (самаровского) оледенения доказываются наличием в нем первых из установленных до настоящего времени по геологическому разрезу криогенных смятий и присутствием в его низах остатков представителей хазарского фаунистического комплекса — трогонтериевого слона, длинноногого бизона. Кроме этих форм, присутствующих во всех рассматриваемых областях, в соответствующих слоях Средне-Сибирского плоскогорья известна лошадь, близкая к хазарской, а в Забайкалье — верблюд Кноблоха. Столь же важное значение для параллелизации самаровского горизонта имеет факт радикальной перестройки растительного покрова. Лесной (или лесостепной в Забайкалье) тип растительности эоплейстоцена повсюду заместился типом открытых ландшафтов «холодных» степей, тундры и лесотундры. Весьма характерно также усиление роли склоновых фаций, ставших господствующими субаэральными образованиями.

Рассмотрение стратиграфии плейстоцена мы начнем с обоснования геологического возраста пород кривоярской свиты.

Нижний плейстоцен. Кривоярская свита представлена озерными и озерно-речными песками. Как явствует из предшествующих описаний, эти пески наращивают толщу отложений, лежащих непосредственно на красноцветах. Все речные террасы, включая самые высокие в долинах рек Чикой и Хилок и некоторых их притоков, выработаны в песчаных отложениях кривоярской свиты или прислоняются к ним. Такие же взаимоотношения свойственны мощным аллювиальным галечникам в долине Селенги и лёссовидным образованиям, например, в верховьях рек Хилка и Сухары у сел Хонхолой и Новоникольское и в ряде других мест.

Как указывалось, пески выполняют межгорные впадины и в большинстве случаев залегают непосредственно на архейских, протерозойских, палеозойских и мезозойских породах. Вдоль примыкания бывших озерных водоемов к коренным берегам во многих местах в песчаные

¹ Более детальное изучение фауны чикойского комплекса, проведенное в последние годы, привело Э. А. Вангенгейм и В. С. Зажигина к выводу о том, что эту фауну следует датировать концом нижнего — началом среднего виллафранка. (Примеч. ред.)



Рис. 90. Криогенные смятия в основании кривоярской свиты. Карьер на берегу р. Селенги у южной окраины г. Улан-Удэ

накопления вклиниваются слабо обработанные водой щебнистые склоновые образования. Наличие прибрежных фаций составляет устойчивую особенность песков, повторяющуюся во многих разрезах. Так, щебнистые пески наблюдались по р. Чикой у сел. Цаган-Хуншун, Маргентуй, Усть-Киран и др.

Во всех перечисленных пунктах нормальное залегание этих пород нарушено, причем характер деформаций (см. рис. 60) не оставляет сомнения в их криогенном происхождении. Такие же деформации свойственны и низам видимого разреза Кривого Яра (рис. 90). Таким образом, устанавливается, что в ряде мест начало накопления песков кривоярской толщи связано с резким изменением климата — со значительным похолоданием и развитием многолетней мерзлоты. Это наиболее ранние в геологическом разрезе Забайкалья нарушения подобного рода. Стратиграфически ниже криогенные деформации в сингенетичной осадкам форме нигде не отмечены. Зато вся толща песков, лежащих выше, как и другие типы более молодых антропогенных образований, накапливалась в условиях еще более холодного и резко континентального климата, которые коротко можно определить как перигляциальные. Выше уже отмечалось, что пески отличаются ритмической слоистостью, близкой по типу к ленточной. Нормальная седиментационная слоистость местами нарушена за счет проявления сингенетичной осадконакоплению солифлюкции. В песках отмечается один горизонт, в котором развиты псевдоморфозы по ледяным клиньям. Исходя из представлений об условиях накопления ископаемых жильных льдов (Москвитин, 1948), необходимо признать, что в этом горизонте запечатлены наиболее суровые климатические условия плейстоцена, существовавшие в максимальной фазу первого покровного плейстоценового оледенения. Об этом же, собственно, свидетельствует и характер растительности, а также экологические особенности фауны млекопитающих и беспозвоночных.

В упоминавшемся местонахождении у пос. Усть-Киран, в юго-западной части Хилокско-Чикойской впадины, в слоях, смятых криогенными процессами, были найдены остатки верблюда Кноблоха, байкальского яка, а также крупного зубра (Вангенгейм, Гербова, 1962). Залегание этой фауны в подошве отложений перигляциального облика непосредст-

венно стратиграфически выше кровли образований эоплейстоцена имеет существенное значение, так как в ее составе отмечается руководящий вид хазарского фаунистического комплекса Восточной Европы — верблюд Кноблоха. Необходимо поэтому сделать вывод, что в Восточной Сибири эта фауна занимает положение, близкое к положению хазарской фауны в геологическом разрезе антропогена Восточной Европы и, по-видимому, должна иметь такое же стратиграфическое значение. Важно вспомнить, что вторая находка руководящего представителя этой же фауны в Забайкалье — трогонтериевого слона¹ — сделана Д. Б. Базаровым на междуречье Селенги и Жиримки в основании той же песчаной толщи. Совместное же нахождение этих форм с байкальским яком расширяет наши представления о составе хазарской фауны Сибири, до последнего времени вообще слабо изученной.

Залегание остатков млекопитающих у пос. Усть-Киран в слоях, скрученных течением грунта по многолетней мерзлоте, позволяет провести прямое сопоставление между временем первого значительного похолодания и временем существования млекопитающих хазарского фаунистического комплекса.

В лежащих выше слоях кривоярской свиты также найдены остатки млекопитающих: *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), крупная форма *Equus caballus*, *Cervus elaphus* L., *Bison priscus* Воj. Как упоминалось, эти остатки были собраны в районе с. Новоникольского, в с. Инкино (район дельты р. Селенги), в песках самой высокой байкальской террасы, сопоставляемой нами в возрастном и генетическом отношении с кривоярской свитой и др. Все эти виды ископаемых животных принадлежат к верхнепалеолитическому комплексу, свойственному плейстоцену с начала второй половины нижнего плейстоцена. Однако некоторые элементы этой фауны (крупная форма *Equus caballus*) позволяют отнести вмещающие ее слои именно ко второй половине нижнего плейстоцена (Вангенгейм, 1961).

Находки раковин моллюсков из-за слабой разработанности вопросов их эволюции в антропогене не дают прямых указаний на геологический возраст вмещающих песков, но служат чутким указателем среды их обитания. Нами были отмыты в массовом количестве остатки наземных моллюсков в верхах песчаных толщ из разрезов в Кривом Яре и в окрестностях с. Харанхой. В общем списке этой фауны (определенной И. Я. Старобогатовым) значатся: *Pupilla sterri* (Voith.), *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), принадлежащие к «лёссовому» комплексу, сформировавшемуся в суровых, холодных и сухих условиях перигляциальной среды, и отличающиеся в силу этого угнетенным обликом. Столь же многочисленными были угнетенные формы (маломерные и тонкостенные раковины пресноводных моллюсков), встреченные в таких же песках в Тункинской и Баргузинской впадинах.

Сходная картина климата времени накопления песков верхней части кривоярской свиты намечается по результатам спорово-пыльцевого анализа. В составе растительности, как уже отмечалось, преобладали травянистые растения с господством полыней. Значительно распространены были злаки и лебедовые. Присутствовали также такие растения тундры и альпийской области гор, как *Lycopodium rungens*, *L. alpinum*, *Selaginella sibirica* и др. Что касается характера растительности времени отложения нижней части разреза в Кривом Яре, то имеющиеся данные также указывают на распространение открытых безлесных пространств (полынно-лебедовой степи).

Полным стратиграфическим аналогом пород кривоярской свиты являются мощные песчаные толщи Тункинской впадины, среди которых преобладают озерные фации, но присутствуют также и речные косослои-

¹ Имеется в виду слон «черноярского» типа (*M. trogontherii hosaricus* Dubrovo).

стые серии. Так же, как пески кривоярской свиты, они обогащены в прибортовых участках склоновыми отложениями, но в соответствии с большей амплитудой высот эти отложения отличаются крупнообломочным составом и значительной мощностью (см. рис. 52). В нижней части разреза встречены криогенные деформации, которые в средней части замещаются структурами полигональных полей ископаемых жильных льдов, особенно четко наблюдавшихся в стенках обнажения Белый Яр I (см. рис. 39) и Сосновый Бор. Именно в этом горизонте были встречены остатки *Coelodonta antiquitatis*. В тонких осадках Хойтогорьской впадины, в слоях, затронутых мерзлотой, откопаны кости *Bison priscus longicornis*. Спорово-пыльцевые анализы отложений самаровского горизонта, вскрытых в обнажениях Хойтогорьской, Тункинской и Торской впадин, показали сходные в главных чертах результаты. В низах горизонта споры и пыльца отображают существование островных редколесий, затем холодной, но влажной тундры и, наконец, холодных сухих перигляциальных степей. Тундровая фаза развития растительности подтверждается и данными палеокарпологического анализа.

Если в ряде забайкальских впадин во время максимального оледенения в озерных и озерно-речных системах происходило накопление мощных песчаных толщ, то в других, не заполненных водами впадинах, шел процесс заноса их щебнисто-глыбовыми и супесчаными образованиями, подготовленными интенсивным физическим выветриванием коренных пород в горном обрамлении. Выше приводились примеры развития на широких площадях пролювиальных шлейфов в Гусиноозерской и Тугнуйской впадинах. Геологическая одновременность этих шлейфов с песчаными толщами устанавливается на основании их фациального сочленения и проявления в тех и других первых по времени мерзлотных текстур. Благодаря этому мы имеем возможность синхронизации нижних шлейфов восточного борта Гусиноозерской впадины и верхней толщи разреза горы Тологой с песками кривоярской свиты. Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие эту толщу горы Тологой (см. рис. 28), указывают на распространение безлесного ландшафта (кроме нижних слоев), в травянистом покрове которого преобладали ксерофитные растения вместе с кустарниковой березой. Этот ландшафт, не имеющий аналогов в современной географической обстановке, был близок к типу «холодных степей». В полном соответствии с этим представлением находится и присутствие в большом количестве в породе этой толщи магнезиального силиката — палыгорскита, свойственного, как полагают И. Г. Лискун и Н. В. Ренгартен (1963), обстановке оледенения.

Крайне сухие и холодные климатические условия времени максимального оледенения привели к усилению физической дезинтеграции горных пород, образованию глыбовых россыпей, осыпей и курумов. Нередко последние встречаются ныне в погребенном состоянии среди склоновых образований, создавая так называемые глыбовые горизонты. Один из таких горизонтов наблюдался в карьере у железнодорожной станции Селендума. Находка в основании этого глыбового шлейфа остатков грызунов (Гербова, Равский, 1961), среди которых И. М. Громов определил *Marmota* sp., *Citellus* ex gr. subg. *Urocitellus*, *Microtus* sp., *Lagurus* cf. *luteus*, позволила ему высказать мнение, что по характеру сохранности вероятно принадлежность вмещающих отложений к нижнему плейстоцену. Однако не во всех случаях положение щебнисто-глыбовых шлейфов может быть точно установлено, так как не только максимальное, но и три более поздние импульса похолодания, связанные с тазовским, зырянским и сарганским оледенениями Сибири, приводили к накоплению таких же образований.

В области Средне-Сибирского плоскогорья отложения самаровского горизонта выявляются по совокупности тех же признаков — по остаткам фауны хазарского фаунистического комплекса, перелому в развитии рас-

тительности и первому в антропогене появлению безлесных ландшафтов тундры и наличию криогенных текстур. Все эти признаки, как указывалось, характеризуют аллювиальные отложения IV надпойменной террасы рек бассейна Ангары. Так, остатки *Equus cf. chosaricus* были обнаружены в основании аллювиальной толщи IV террасы Ангары у с. Воробьево, а зуб *Mammuthus trogontherii* извлечен из аллювиальных суглинков той же террасы р. Куды, причем здесь они ниже по разрезу затронуты интенсивными мерзлотными нарушениями. Такие же нарушения, одновременные накоплению аллювия IV террасы, наблюдались В. Ю. Малиновским (1957) в нескольких местах верхнего течения Нижней Тунгуски.

В долине Енисея к самаровскому горизонту С. П. Горшков (1962а) отнес аллювиальные накопления V (70—80 м) террасы, которые севернее устья Кана замещаются озерно-аллювиальными образованиями. На участке долины, примыкающему к устью Подкаменной Тунгуски, последние связаны фациальным переходом с мореной самаровского оледенения. Эти весьма важные данные для корреляции отложений ледниковой и внеледниковой области позволяют, кроме того, установить и место фауны хазарского комплекса в ледниковой шкале, так как остатки трогонтериевого слона были встречены в аллювии 70—80-метровой террасы у с. Кубеково, а также у с. Большая Мурта. Судя по этим данным, одновременность самаровского оледенения и существования млекопитающих хазарского фаунистического комплекса сомнений не вызывает. Правда, эти соотношения не указывают ни на время первого появления представителей этого комплекса, ни на рубеж, с которым связано их вымирание.

В среднем течении Лены хорошо прослеживается уровень 40—50-метровый IV (бестяхской) террасы, которая в Западном Приверхоянье погребена под мощными отложениями ледникового комплекса и выражена в разрезе в качестве бестяхской свиты. Она сложена здесь толщей косослоистых песков с галькой и гравием. Отложения бестяхской свиты охарактеризованы на Лене находками остатков *Bison priscus aff. longicornis* W. Grom., а на р. Линде — зуба *Mammuthus cf. trogontherii* (Pohl.). Однако Г. Ф. Лунгерсгаузен (1961) считал отложения этой свиты предледниковыми, а к самаровскому горизонту относил следующую, III террасу Лены. Последующие работы Р. Е. Гитерман (1963) показали, что состав растительности во время формирования аллювия IV террасы Лены (сосново-березовые редколесья с травянистыми ассоциациями) отражает условия оледенения.

Таким образом, можно считать, что отложения самаровского горизонта повсюду во внеледниковой области одновременны распространению животных хазарского фаунистического комплекса.

Резюмируя все сказанное, можно прийти к заключению, что описанные выше отложения образуют четко выраженный возрастной комплекс, связанный с первым во всей Восточной Сибири резким и длительным похолоданием, одновременным с максимальным (самаровским) оледенением.

Малое число геологических разрезов, в которых фиксировались бы условия потепления, отвечающие мессовскому межледниковью Сибири, не позволяет нам с уверенностью всюду различать его следы. Но наличие эрозионного вреза, благодаря которому отложения следующего возрастного горизонта оказываются на более низком гипсометрическом уровне, а по условиям залегания — прислоненными к отложениям самаровского горизонта, свидетельствует о вероятности его существования. Однако более определенные, выраженные осадками или погребенными почвами следы мессовского межледниковья наблюдались по южной окраине Средне-Сибирского плоскогорья. Геологический разрез со слоями, отвечающими мессовскому межледниковью, наблюдался, в частности, в низовьях Иркуты у с. Максимовщина, где они слагают

толщу нормального аллювия III террасы. Эти отложения залегают на цоколе из юрских песчаников и покрыты слоями перигляциального лёссовидного аллювия этой же террасы и склоновыми образованиями. Аллювиальные осадки III террасы прислонены в ряде мест к таким же отложениям IV террасы, и их послесамаровский возраст сомнения не вызывает. Спорово-пыльцевые анализы показали, однако, что нормальный мессовский аллювий отвечает лишь концу межледникового. Остается допустить, что его первая половина падает на период врезания реки, сформировавшего уступ IV террасы. Фазу растительности, развивавшейся в межледниковых условиях, отмечает в нижних горизонтах аллювия III террасы среднего и верхнего течения Ангары и М. П. Гричук (1959).

Также к мессовскому межледниковью мы относим нижнюю погребенную почву, наблюдавшуюся в карьере шамотного завода. Здесь она сформирована на делювиальных отложениях в основании серии лёссовидных отложений, расслоенных погребенными почвами. Эта почва отделена от мощной черноземной казанцевской почвы горизонтом склоновых лёссовидных отложений, который можно датировать тазовским оледенением (учитывая временную связь образования лёссов и лёссовидных отложений с оледенением).

Наиболее четкие и убедительные доказательства существования мессовского горизонта имеются в Енисейской депрессии, где он прослежен в низах толщи осадков бореальной трансгрессии Полярного бассейна и выделялся В. Н. Саксом (1953), а затем и другими исследователями геологии Севера (Стрелков, и др., 1959). Вопрос о межледниковом характере этого горизонта в Североенисейском районе на основе имеющихся данных разбирался С. А. Архиповым (Архипов, Матвеева, 1964б), и мы не будем далее его касаться. Южнее, в долине Енисея, мессовский горизонт связан, по данным С. П. Горшкова (1962а, б), с нормальным аллювием IV террасы. Мерзлотно-фациальный анализ нескольких разрезов этой террасы, проведенный указанным автором, показал, что текстуры мерзлотно-пучения и псевдоморфозы по ледяным жилам прослеживаются только в верхней части толщи и из нее вклиниваются иногда в осадки русловой фации — галечники и косослоистые пески. Изучение спорово-пыльцевых спектров дает основание для вывода, что при накоплении низов толщи существовали лесные ландшафты. Количество пыльцы древесных растений колеблется в пределах 69—98%, с преобладанием пыльцы сосны, ели, пихты и примесью сибирского кедра и березы. Этот тип спектров свидетельствует о сравнительно теплых и влажных климатических условиях. С этим представлением хорошо увязывается присутствие в галечниках террасы (в Даурском районе) скоплений крупных раковин анодонт, не известных в ледниковых горизонтах.

Выше по разрезу, в районе с. Барабаново, характер спектров меняется за счет возрастания содержания пыльцы трав (37—43%) и березы и снижения количества темнохвойных (разрез в 150 км к северо-западу от с. Барабаново). У с. Коркино в средней и верхней части разреза IV террасы сумма пыльцы травянистых, как правило, преобладает над суммой древесных. Среди последних главенствует пыльца сосны и березы. В пыльце травянистых ведущее место принадлежит группе разнотравья и злаков, но всюду много пыльцы ксерофитов — полыней и лебедовых, встречается эфедра. Только в образцах из скважины, пробуренной севернее с. Куварщина, преобладает пыльца древесных пород. Но и здесь преобладание ели, свойственное нижним горизонтам толщи, сменяется вверх господством сосны. При интерпретации этого разреза С. П. Горшков высказал мысль, что в непосредственной близости от Красноярска и к югу от него лесная растительность была сильно редуцирована, но в Казачинско-Куварщинском районе (где располагается упомянутый разрез) произрастали леса; севернее они вновь исчезали, так как здесь в осадках, синхронных аллювию IV террасы, выявлены типичные перигляциальные

спорово-пыльцевые спектры, «...можно предположить,— пишет он,— что лесная растительность в это время была заперта между перигляциальными зонами горного и материкового оледенения» (Горшков, 1962, стр. 195). Однако этот вывод, основанный на палинологическом анализе лишь одного разреза, не может считаться достаточно аргументированным. Тем более, что, по-видимому, при анализе не всегда учитывалась переотложенная пыльца: в одних и тех же горизонтах на спорово-пыльцевой диаграмме можно видеть пыльцу кустарниковой березы и широколиственных пород (дуба и липы).

Из приведенных данных очевидно, что и во внеледниковом отрезке долины Енисея мессовский горизонт совпадает с низами разреза IV террасы, или, как мы полагаем, с ее нормальным аллювием. Верхний член разреза террасы, отвечающий перигляциальному аллювию, накапливался уже во время тазовского оледенения.

В долине Лены мессовский горизонт большинство исследователей не обособляет. Так, Г. Ф. Лунгерсгаузен (1961), выделяя в среднем (по схеме МСК) плейстоцене отложения, отвечающие миндель-риссу (бестяхская свита), риссу (бурая морена Джарджана и галечники покровской террасы) и второму горизонту рисса (нижний ярус суглинков зоны подтопления), не различает слои, разделяющие рисские отложения. Мы не согласны с этим исследователем в датировке бестяхской свиты миндель-риссом, т. е. концом эоплейстоцена принимаемой схемы, и не можем разделить его мнение и об отнесении III — покровской — террасы к риссу или, точнее, самаровскому горизонту. Поскольку вопрос о соответствии аллювия IV террасы Лены и Вилюя самаровскому оледенению ясен, можно полагать, что мессовские слои лежат в низах III (покровской) террасы. Подтверждение этого взгляда можно найти в данных о находках остатков растительности в нижней части разреза III террасы в низовьях Лены близ пос. Натара. Здесь, по сведениям М. Н. Алексева и др. (1962), на глубине от 18 до 23 м встречены прослой растительного детрита, среди которого найдены шишки *Larix dahurica* Turcz., семена *Саgех sp.* и обломки кустарниковых растений. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает, по данным Р. Е. Гитерман (1963), пыльца древесных растений, среди которой первое место занимает пыльца древовидной березы (хотя встречается и кустарниковая форма) и ольхи; в небольшом количестве присутствует пыльца хвойных (лиственница, ель, сосна). Растительность была близка современной. Поэтому права Гитерман, утверждая, что «...время формирования этих отложений отвечало межледниковью между максимальным и тазовским оледенениями» (1963, стр. 118). Такой вывод, однако, не может быть распространен на верхнюю часть аллювия террасы, который, по свидетельству М. Н. Алексева, переслаивается с моренными отложениями.

Третья, 30—40-метровая терраса Вилюя, в частности у устья р. Илин-Дьели, охарактеризована в средней части разреза (на глубине 16 м) лесными спектрами, причем главные их компоненты — пыльца ели (до 42%) и сосны. На глубине 8 м уже преобладает пыльца травянистых (70%). Поэтому и здесь, так же как и Р. Е. Гитерман, мы считаем нижние слои аллювия мессовскими. Предположение же М. Н. Алексева (Алексеев и др., 1962) о связи с аллювием III террасы остатков *Matp-nuthus trogontherii*, по-видимому, не оправдано, так как находка костей этого животного в низовьях р. Мархи сделана не *in situ* и такая догадка отражает его точку зрения на стратиграфическое положение этой толщи.

Как ни малочисленны пока известные местонахождения отложений мессовского горизонта, вряд ли оправданы сомнения в существовании мессовского межледниковья и всесибирского характера его проявления. Поэтому мы считаем доказанным самостоятельность следующего за самаровским тазовского оледенения, оставившего многочисленные и яркие следы в осадках, в характере флоры и фауны.

Как показано выше, мессовский и тазовский горизонты связаны в аллювии III или IV (на Енисее) террас в одном геологическом разрезе, причем мессовские слои соответствуют нормальному, а тазовские — перигляциальному аллювию. Тазовские отложения в ряде мест несут сингенетичные осадкам криогенные нарушения, имеют слоистый лёссовидный облик. На Ангаре, Нижней Тунгуске, Енисее и их притокам в этих отложениях встречены остатки животных верхнепалеолитического комплекса.

Присутствие в этой фауне мамонта раннего типа, крупных лошадей или бизона переходной формы от длиннорогого к короткорогому, указывает на то, что здесь мы сталкиваемся с ранним вариантом этого комплекса. Он, таким образом, характерен именно для тазовского горизонта, хотя имеющиеся сейчас данные недостаточны для суждения о том, был ли он свойствен также мессовскому и казанцевскому времени.

В Забайкалье к тазовскому горизонту мы условно отнесли отложения IV террасы. Решающим для выяснения ее стратиграфического положения является факт ее прислонения к породам кривоярской свиты, из чего необходимо сделать вывод о накоплении аллювия во время, следующее за самаровским оледенением. С другой стороны, в отложениях трех других террас мы прослеживаем следы двух существенных похолоданий, которые хорошо увязываются с зырянским и сартанским оледенениями. Поэтому возрастной интервал накоплений террасы уже по условиям ее геологического положения сужается до времени между концом нижнего и началом верхнего плейстоцена. Наличие в верхах разреза террасы у с. Цаган-Хушун криогенных деформаций служит указанием на образование аллювиальных песков в обстановке многолетней мерзлоты, и, следовательно, на их синхронность оледенению. Об этом столь же убедительно свидетельствует и характер безлесной растительности типа холодных полярных степей, в которых кроме полярной произрастали злаки, разнотравье и кустарниковая березка. Во время формирования верхних горизонтов разреза отмечаются признаки повышения влажности: увеличивается содержание в растительном покрове березы, появляются березовые редколесья, кустарнички, водные растения, а также сфагновые мхи. Можно поэтому считать, что пески относятся ко времени оледенения, наблюдавшегося в интервале между максимальным и зырянским оледенениями, которое, следовательно, наиболее вероятно можно сопоставлять с тазовским. Поскольку низы рассматриваемой толщи не охарактеризованы какими-либо данными для суждения об их геологическом возрасте, нельзя исключить возможности их образования в конце мессовского межледниковья, хотя такой возраст, исходя из однородного, преимущественно пролювиального генезиса осадков, нам кажется менее вероятным. Естественно предположить, что во время межледниковья произошло формирование уступа, отделяющего пески кривоярской свиты от накоплений IV террасы.

В Тункинских впадинах к отложениям тазовского горизонта принадлежат озерные сизые ленточноподобные супеси, залегающие с размывом на перемытой морене самаровского оледенения или на одновременных ей песках — аналогах песков кривоярской свиты, вскрытых в обнажениях Белый Яр I и II. Эта толща озерных супесей, достигающая мощности более 30 м, содержит комплекс перигляциальных наземных и пресноводных моллюсков и спорово-пыльцевые спектры холодной полностью безлесной тундры. Именно о тазовском, а не каком-либо более позднем возрасте сизых супесей свидетельствует тот факт, что их вместе с песками Белого Яра и более древними отложениями пререзает р. Иркут, в долине которой встречены аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения казанцевского, зырянского и сартанского горизонтов. Также тазовскими необходимо считать лёссовидные склоновые образования, подстилающие кое-где казанцевскую черноземную почву.

Таким образом, характер остатков млекопитающих, принадлежащих к раннему варианту верхнепалеолитического комплекса фауны, а также ясные следы ископаемой мерзлоты, синхронной осадкам, угнетенный облик моллюсков и холодолюбивый характер растительности — все это с полной очевидностью указывает, что отложения тазовского горизонта накапливались в суровых перигляциальных условиях. Эти условия в Восточной Сибири наступили во второй раз, так как в долинах рек Средне-Сибирского плоскогорья, Центрально-Якутской низменности и Приленской возвышенности и среди одновозрастных накоплений внутри горных впадин в большом числе мест отмечались более ранние следы самаровского похолодания, хотя и не столь резкие. На этом основании можно установить, что рассматриваемые отложения синхронны морене, принадлежащей второму, тазовскому оледенению, и являются его перигляциальными образованиями.

Верхний плейстоцен. Отложения казанцевского межледникового горизонта представлены породами разнообразных типов, находящихся в весьма различных условиях залегания. Однако почти во всех случаях можно установить их более поздний по сравнению с тазовскими или более ранний по сравнению с зырянскими слоями возраст.

В области Средне-Сибирского плоскогорья казанцевские слои чаще всего слагают нормальный аллювий II террасы, залегаая в основании ее рыхлой толщи. В ряде разрезов этой террасы (Гричук, 1959) выделены лесные спорово-пыльцевые спектры, в которых главенствующий компонент — пыльца хвойных деревьев — ели, сосны, сибирского кедра с примесью пихты и узколистных форм. В низовьях Илима в аллювии встречены раковины унионид, не известные ни в одном другом ледниковом или межледниковом горизонте плейстоцена. Лишь в мессовском горизонте, как упоминалось, встречены раковины анодонт, живущих также и в настоящее время. Казанцевские отложения переходят здесь в зырянские слои в непрерывном разрезе или контактируют с ними по линии слабого размыва, а от тазовских отложений их отделяет глубокий врез, сформировавший уступ III террасы и обусловивший прислонение к ней отложений II террасы.

В некоторых районах Забайкалья казанцевские слои лежат в разрезе III террасы. Толща этой террасы начала формироваться еще в тазовское время, о чем свидетельствуют наблюдавшиеся В. Г. Гербовой (Равский и др., 1964) криогенные нарушения в основании ее аллювия у с. Дурены (на р. Чикой). Накопление этих отложений продолжалось и в казанцевское время, судя по присутствию в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы широколиственных древесных пород (обнажение у с. Большая Кудора). Завершение аккумуляции аллювия приходится на зырянское время, о чем можно заключить по пыльце, по наличию криогенных деформаций в верхней части аллювия и по активизации склоновых процессов, в результате которых грубообломочные шлейфы вклиниваются в перигляциальный аллювий (обнажение у пос. Усть-Киран).

Положение казанцевских слоев в серии аллювиальных и покровных отложений долины Енисея точно еще не определено. По наблюдениям С. А. Архипова (1960), позднезырянские озерные осадки в Енисейской депрессии от низовий Турухана до верховьев Артюхиной и низовий Елогуй образуют единый аккумулятивный уровень на абсолютных отметках 40—45 м и перекрывают аллювиальные (озерные) казанцевские отложения. К югу, на широте устья Сухой Тунгуски, казанцевские образования в виде III надпойменной террасы Енисея выходят из-под их уровня. Сами же озерные перигляциальные осадки постепенно теряют покровный характер и образуют определенный уровень в эрозионной долине Енисея и кое-где прислоняются к образованиям III (казанцевской) террасы. По-видимому, такая же ситуация сохраняется до широты устья Ангары, так как по данным В. В. Фениксовой и С. А. Лаухина, в низовьях

реки аллювий этой террасы целиком сложен осадками казанцевского горизонта, судя по тому, что лесные спорово-пыльцевые спектры прослеживаются по всей его толще. В среднем течении, в аллювии III террасы, лесные спектры занимают только верхнюю часть ее разреза (Боярская, 1961). С другой стороны, основываясь на нескольких спорово-пыльцевых диаграммах, приведенных С. П. Горшковым (1962а), можно констатировать, что они отражают чрезвычайно изменчивые соотношения во времени древесных и недревесных компонентов, причем наряду с присутствием пыльцы хвойника и спор плаунок (сибирского и плауноквого), которые обычно свойственны ледниковым горизонтам, присутствуют спектры с содержанием до 80% пыльцы древесных пород с господством сосны, березы, ели и примесью широколиственных (липы). Все же, по-видимому, и здесь казанцевские слои относятся к верхам III террасы.

В Тункинской впадине казанцевские озерно-аллювиальные отложения образуют хорошо выраженный горизонт, визуально прослеживаемый благодаря скоплению толстостольной древесины в обнажении у с. Шимки (см. рис. 44). Его характеризуют лесные спорово-пыльцевые спектры с фазами: господства березы (в начале), а затем ели, с присутствием пихты до 5% и сибирского кедра до 6%. Вторая фаза отражает развитие темнохвойной тайги, но отдельные площади, по-видимому, были покрыты светлохвойными лесами, особенно по склонам хребтов. Подобные ландшафты описаны также В. В. Ламакиным (1959) в береговой полосе Байкала. В обнажении у с. Шимки казанцевские межледниковые слои постепенно переходят в перигляциальные зырянские.

В более северных районах внеледниковой зоны Восточной Сибири — в верховьях Нижней Тунгуски, по Вилюю и Алдану — казанцевские слои выявлены спорово-пыльцевыми анализами в низах разреза II террасы. Эти спектры, как и повсюду, имеют ярко выраженный лесной тип. Однако в соответствии с более северным положением рассматриваемых разрезов, в них мало пыльцы ели, почти полностью отсутствует пихта и сибирский кедр и совершенно нет широколиственных. Р. Е. Гитерман (1963) определяет эти леса как березово-сосново-лиственничные с примесью ели и участием травянистых ассоциаций.

Столь же определено и ясно, как в аллювиальных и озерных осадках, выражен казанцевский горизонт в покровных образованиях. В упомянутых северных районах он образован погребенными торфяниками, лежащими на размытой кровле аллювия IV террасы Вилюя. В разрезе у устья р. Чебынды торфяник прикрыт 16-метровой толщиной мелкоземистых покровных образований. В аналогичных условиях казанцевские торфяники захоронены еще в нескольких пунктах по Вилюю и Нижней Лене (Алексеев, 1961). Их спорово-пыльцевая характеристика не отличается от приведенной для аллювиальных отложений. Отнесение проанализированного на пыльцу торфяника к казанцевскому горизонту косвенно подтверждается и в радиоуглеродных измерениях. Абсолютный возраст чебыдинского торфяника оказался более древним чем 30 000 лет (Виноградов и др., 1959).

В южных районах внеледниковой зоны межледниковые торфяники редки. Здесь казанцевский горизонт выражен ископаемой почвой степного типа. Межледниковая погребенная почва в карьере шамотного завода описана выше. Ее мощный гумусовый горизонт, достигающий 0,7—0,8 м (см. рис. 31), сильная карбонатизация в горизонте вмываний и наличие множества кротовин не оставляют сомнения в черноземном типе почвообразования. Это дает возможность составить суждение о климате межледниковья, который был не холоднее современного, так как и сейчас здесь в лесостепной зоне распространены преимущественно черноземные почвы. Сближенность гумусового и карбонатного горизонтов, свойственная почвам сухих областей, указывает на несколько большую сухость климата по сравнению с современным.

Черноземные казанцевские почвы встречены в толще лёссовидных покровных образований также в карьерах Усольского и Лисихинского кирпичных заводов. Здесь, однако, эта почва сильно разрушена последующими движениями грунта, вызванными мерзлотой.

Все приведенные сведения одинаково указывают, что казанцевский горизонт четко обособляется от тазовского и зырянского перигляциальных горизонтов как толща, накапливавшаяся в теплых, преимущественно гумидных условиях межледниковья. Отсутствие полных разрезов, отвечающих всему межледниковью от его начала до перехода в вышележащие слои, не позволяет пока достаточно обоснованно представить его историю и провести синонимике отдельных слоев, соответствующих различным фазам этого времени.

Зырянский перигляциальный горизонт также сравнительно легко распознается в толщах антропогенных отложений внеледниковой зоны, благодаря сравнительной геологической молодости, ясной связи с рельефом, перигляциальным типам осадков, флоры и фауны. Как было показано на многочисленных примерах, зырянские отложения в ряде случаев преемственно связаны с казанцевскими отложениями и надстраивают собою их общий геологический разрез. Поэтому они обычно слагают толщу перигляциального аллювия II надпойменной террасы, лежащего поверх нормального казанцевского аллювия, или образуют верхний слой в единой казанцевско-зырянской толще озерных осадков (как это констатировано в верховьях р. Иркут), или же, наконец, обособляются в толщу покровных отложений щебнисто-глыбового, суглинистого или лёссовидного состава. В зырянском горизонте найдены многочисленные остатки млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса. Наиболее обычными среди них Э. А. Вангенгейм (1961; Равский и др., 1964) считает *Mammuthus primigenius*, *Equus caballus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Saiga tatarica* aut *ricei*, *Rangifer tarandus*, *Alopex lagopus* и некоторые другие. В южных районах к этим видам добавляется *Equus hemionus*, *Spirocerus kiakhtensis*, *Ovis ammon*, но полностью отсутствуют *Ovibos moschatus*, *Alopex lagopus*, *Lemmus*, *Dicrostonyx*; резко сокращается количество северного оленя и мамонта. Присутствие среди этих животных мамонта позднего типа, мелкой формы лошади указывает на то, что для зырянских отложений свойствен поздний вариант верхнепалеолитического комплекса. Найденные в различных горизонтах зырянской толщи раковины моллюсков в основном принадлежат наземным, реже пресноводным формам, общей чертой которых являются тонкостенность, угнетенный маломерный облик. Почти все наземные моллюски входят в так называемый «лёссовый» комплекс Центральной и Восточной Европы. Анализ семенных флор, спор и пыльцы указывает, что уже с ранних этапов зырянского времени произошла деградация лесов, существовавших в течение казанцевского межледниковья. В первую половину оледенения, как это установлено Л. В. Голубевой (Голубева и Равский, 1964), на большей части внеледниковой зоны Восточной Сибири существовали безлесные ландшафты типа тундры. Значительное участие во флоре принимали растения тундры и северной тайги. Были очень распространены кустарниковая березка и разнотравные ассоциации из сложноцветных гвоздичных, камнеломковых и др. Вместе с ними встречались и ассоциации сфагновых, осоковых болот и водные растения. Ксерофиты встречались редко. На скалистых склонах произрастали альпийские плауны *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *L. selago*, *L. complanatum*. Во время накопления верхней части зырянского горизонта преобладающее распространение получают ландшафты типа холодной степи, в которых господствовали злако-полынные и полынно-разнотравные ассоциации с заметным участием лебедовых и такого сухолюба, как эфедра. Каменные развалы и хорошо дренированные склоны по-прежнему зарастали плаунами. Помимо этих двух растительно-кли-

матических фаз зырянского времени (холодной — влажной и холодной — сухой) можно высказать предположение о существовании в зырянский век, вероятно во второй его половине, двух интерстадиалов. Данные о их существовании ограничиваются пока одним геологическим разрезом карьера шамотного завода, в котором зырянский ярус лёссовидных покровных образований, лежащий на черноземной казанцевской почве, расслоен на три части двумя горизонтами слаборазвитых и маломощных погребенных почв. Обе почвы разрушены и развальцованы солифлюкцией.

С поверхности зырянские лёссовидные породы разбиты полигональной решеткой мощных грунтовых жил сартанского, как мы полагаем, времени с затекшим в них черным гумусным материалом более высокой почвы. В этом случае уместно вспомнить, что среди отложений зырянского покровного ледника С. А. Стрелков и др. (1959), а в отложениях горнодолинного оледенения Хамар-Дабана Е. В. Павловский (1948а) выделили по три стадияльных конечноморенных гряды. Поэтому такие же данные, вытекающие из наблюдений над перигляциальными образованиями, по-видимому, не являются случайностью. Но приведенные данные, разумеется, достаточны скорее для постановки вопроса о стадияльном делении зырянского времени, чем для его достоверного решения.

Последний в плейстоцене климатический цикл «межледниковье — оледенение» отражен в осадках каргинского межледникового и сартанского перигляциального горизонтов. Эти отложения слагают I надпойменную террасу, отделенную от II — зырянской (в верхней половине) врезанием, которое оформило в рельефе уступ II террасы. Из ряда приведенных разрезов I террасы, наблюдавшихся в различных районах внеледниковой зоны, видно, что она составлена в нижней части из осадков нормального аллювия, который мы относим к каргинскому времени, и перигляциального, в значительной степени лёссовидного аллювия, в верхней части синхронного сартанскому оледенению.

Каргинские слои выражены, кроме того, погребенными торфяниками и почвами, а сартанские — покровными, обычно щебнистыми суглинками в горных областях и лёссовидными суглинками или супесями на территориях со спокойным рельефом.

Фауна млекопитающих из каргинского горизонта доподлинно неизвестна, хотя по-видимому, к ней относятся местонахождения на р. Вихревой, где кости *Mammuthus primigenius*, *Equus* sp., *Alces alces*, *Cervus elaphus* были собраны В. Ф. Туммелем (1935) в подошве галечников I террасы. Также каргинской является находка *Bison priscus deminutus*, обнаруженная автором на поверхности каргинской погребенной почвы в верховьях р. Сухары, близ с. Новоникольское.

Ископаемые млекопитающие сартанского горизонта известны лучше. Они в общем мало отличаются от фауны зырянского горизонта, хотя в верхах становятся беднее видами. Частично, по-видимому, сместились ареалы некоторых животных, о чем можно судить по чрезвычайной редкости остатков мамонта и шерстистого носорога в южной части внеледниковой зоны.

Растительность каргинского межледниковья изучена еще крайне недостаточно, несмотря на большое число геологических разрезов и хорошую сохранность соответствующих отложений. Все же спорово-пыльцевые анализы, выполненные Т. Д. Боярской (1961) и М. П. Гричук (1959), обнаруживают, что во время образования низов I (10—12 м) террасы Ангары, Оки, Ии, Коды здесь произрастали леса из сосны и березы с примесью в отдельные периоды сибирского кедра и ели. В Забайкалье можно говорить, основываясь на палинологическом анализе разреза у с. Альбитуй, проведенного Л. В. Голубевой, о сосново-лиственных лесах в сочетании с полынно-злаковыми степями. В Мондинской

впадине к каргинским слоям мы отнесли нижнюю часть разреза 12—14-метровой террасы в долине Иркута, выработанной в донной морене зырянского оледенения. Встречены только верхи каргинского горизонта, переходные к сартанскому. Здесь произрастали разреженные березовые и лиственничные леса. Разреженный лесной покров, перемежающийся с альпийскими лугами, наблюдается и на днище Мондинской впадины, лежащей на абсолютной высоте 1000 м, и в настоящее время. Тем не менее эти ландшафты отражают межледниковые условия, так как в сартанском горизонте в том же разрезе пыльца свидетельствует о существовании тундры с большим участием в составе растительности кустарниковой березы (см. рис. 50).

В северных районах рассматриваемой области, судя по материалам Р. Е. Гитерман (1963), проанализировавшей несколько разрезов I террасы Вилюя и низовий Алдана, в каргинское время существовали березово-сосново-лиственничные леса с незначительной примесью ели в сочетании с травянистыми ассоциациями. Таким образом, на основе палеонтологических данных со всей определенностью устанавливается в послезырянское время и до начала голоцена существование лесной фазы в истории растительного покрова, сравнимой по составу лесов с современной эпохой. Это сходство дополняется данными о типах почв каргинского времени. В области современной степи или лесостепи эти почвы, как это было показано в разрезах у Альбитуя (см. рис. 73), Харанхоя (см. рис. 75), Новоникольского (см. рис. 78) и в других, представлены степным типом, близким к черноземному. Правда, новые данные (приведенные при изложении материала по палеолиту) заставляют осторожнее относиться к датировке каргинских почв, так как стало уже очевидным, что внутри сартанского яруса покровных образований имеется одна, а может быть, и две погребенные почвы, лежащие стратиграфически выше каргинской. Все эти почвы чаще всего также степные. Единственный признак, позволяющий сейчас различать их, состоит в мощности и степени развития почвенного профиля. Каргинская межледниковая почва лучше и полнее сформирована, имеет гумусный горизонт мощностью 15—20 и более сантиметров и ярко выраженный горизонт карбонатизации. Интерстадиальные сартанские почвы менее выразительны, отличаются в общем более тонким гумусным слоем, обычно разрушены последующими мерзлотными процессами.

Данные о лесных спорово-пыльцевых спектрах каргинского горизонта и о степном типе почв, сообразующиеся с современным распространением этих элементов природного ландшафта, свидетельствуют о межледниковой природе каргинского времени. Данные радиоуглеродных измерений (Кинд, 1965, 1968, 1969), проведенных на материалах стратотипического района низовьев Енисея и других районов Сибири, позволили ограничить накопление отложений каргинского горизонта абсолютным временем от 45 и более до 25—24 тыс. лет¹.

Отложения сартанского горизонта связаны обычно в аллювиальных толщах с каргинскими осадками в непрерывных разрезах или разделены в них незначительным разрывом. Ископаемые млекопитающие сартанского времени, как указывалось, практически мало отличаются от перигляциальной зырянской фауны. Но мамонт, шерстистый носорог стали более редкими. Это довольно четко выявляется в верхах сартанского горизонта, где лежат культурные слои многих палеолитических стоянок Сибири. Фауна этих стоянок представлена остатками следующих животных, имевших главное промысловое значение (Ермолова, 1963): *Equus caballus* L., *Bison priscus* Boj., *Capreolus pygargus* Pall., *Cervus elaphus* L., *Rangifer tarandus* L., *Ursus arctos* L., *Canis lupus* L., *Lepus*

¹ Внутри этого интервала, который понимается как каргинское межледниковье в широком смысле, выделяется несколько эпох похолодания и потепления (*Примеч. ред.*).

timidus L. В сартанском аллювии I террасы вне связи с культурными слоями были найдены кости *Equus caballus*, *Saiga tatarica*. Таким образом, господствуют виды открытых ландшафтов. Об их широком развитии свидетельствует также характер растительного покрова. Упомянувшиеся палинологические данные Д. Боярской и М. П. Гричук дают возможность установить, что в это время наряду с сосново-березовыми редколесьями были распространены безлесные ландшафты тундро-степного типа с кустарниковой березкой, болотными, разнотравными и ксерофитными полинно-злаковыми ассоциациями. В Тункинских впадинах, как это следует из материалов Л. В. Голубевой, кустарниковая тундра сочеталась с каменистыми хорошо дренированными участками, на которых господствовали полыни и плауны — *Lycopodium alpinum*, *L. complanatum* и др.

В Забайкалье, судя по спорово-пыльцевому анализу шарагольского разреза, были распространены безлесные ландшафты типа перигляциальной полупустыни. В составе ее растительного покрова преобладали ксерофиты — полыни, лебедовые, эфедры, причем среди последних Л. В. Голубева различила не менее 4—5 видов, тогда как в настоящее время здесь произрастает лишь один — *Ephedra monosperma*. Широко были развиты также лебедовые, среди которых определены *Kochia prostrata* (L.) Schrad., *Eurotia ceratoides* (L.) C. A. M. и другие виды, типичные в настоящее время для каменистых и песчаных степей. Характерно также присутствие плаунов (*Lycopodium alpinum*, *L. complanatum*) и плаунка (*Selaginella selaginoides*). Преимущественно открытые ландшафты протягивались и значительно севернее, о чем можно судить по сообщению Р. Е. Гитерман (1963). В Якутии господствовали злаково-разнотравные ассоциации с большим участием ксерофитов.

В абсолютной геохронологической шкале сартанское оледенение занимает интервал времени примерно от 25 до 10,5 тыс. лет (Кинд, 1969). С. М. Цейтлину и автору (Равский и Цейтлин, 1965а, б) удалось впервые установить существование интерстадиала внутри сартанского оледенения и разделение I террасы Енисея на два уровня, незначительно различающихся по высоте. Интерстадиал, как указывалось, выражен погребенной почвой, сформировавшейся на перигляциальном аллювии, включающем несколько культурных слоев палеолита, датированных по C^{14} на различных стоянках временем от 13 до 15 тыс. лет. Почва местами разрушена мерзлотой (см. рис. 84) и перекрыта лёссовидным покровным горизонтом малой мощности, который, естественно, также мог сформироваться лишь в условиях ледникового климата. Типичны в этом отношении стоянки Киперный лог и Тележный лог. На стоянке Таштык II одна ископаемая почва сформировалась на осадках перигляциального аллювия, а другая — зажата в покровных лёссовидных образованиях. Здесь, непосредственно у тылового шва террасы, почвы сохранились полнее.

Первые данные об интерстадиальных почвах внутри зырянского и сартанского покровных лёссовидных отложений говорят о необходимости раскрытия полной и сложной истории этих оледенений, пока еще выявленной весьма схематично. Приведенные данные предоставляют нам право выделить в сартанском горизонте два подгоризонта — нижний и верхний, разделенные интерстадиальной почвой, залегающей на границе перигляциального аллювия и покровного лёссовидного суглинка. Этот интерстадиал, по-видимому, относится ко времени, несколько более позднему чем 13 тыс. лет. Вероятно, можно обособить и второй интерстадиал, выраженный нечеткой почвой внутри толщи покровных суглинков. Эти интерстадиальные потепления закончились, по-видимому, около 11 тыс. лет назад и хорошо сопоставляются по времени с бёллингом и аллерёдом Европы. Накопление верхней части толщи лёссовидных отложений свидетельствует о последующем похолодании, которое может соответствовать, таким образом, последней — норильской — стадии сар-

танского оледенения. Окончание ее в северных районах Сибири датировано в 10 500—10 700 лет, что доказывает ее соответствие стадии сальпаусселька или верхнему дриасу Европы (Кинд, 1969).

Завершение сартанского оледенения ознаменовало окончание крупного этапа антропогена, и по кровле сартанских отложений проводится верхняя граница плейстоцена.

* * *

Таким образом, ритмические колебания климата в течение плейстоцена, последовательная смена во времени волн тепла и холода создают надежную основу для параллелизации разнофациальных и пространственно разобщенных разновозрастных горизонтов. На нескольких уровнях плейстоценового разреза сопоставление этих горизонтов может быть проконтролировано составом фауны млекопитающих. В первую очередь это может быть сделано по фауне низов самаровского горизонта, относящейся к хазарскому фаунистическому комплексу, и по фауне верхнепалеолитического комплекса его позднего варианта с мамонтом позднего типа, которая известна в Восточной Сибири лишь начиная с зырянских слоев.

Несколько меньше данных по фауне времени тазовского оледенения, но и она может использоваться для целей корреляции. Фауна млекопитающих межледниковий в настоящее время на рассматриваемой территории известна весьма недостаточно.

В будущем точная синхронизация отложений верхнего плейстоцена будет, очевидно, достигнута за счет методов абсолютной геохронологии. Результаты намеченной корреляции можно видеть в стратиграфической табл. 2

ГОЛОЦЕН

Время становления современной физико-географической обстановки — голоцена — связано повсюду с накоплениями аллювиальных образований высокой и низкой пойм, торфяников и кое-где эоловых песчаных толщ.

Древнейшими голоценовыми слоями следует, по-видимому, считать отложения высокой поймы. Высота последней над меженным уровнем, как правило, колеблется в пределах 4—5 м. Осадки высокой поймы уже не несут следов сингенетической или наложенной ископаемой мерзлоты и формировались во время климатического оптимума. Об этом свидетельствует характер спорово-пыльцевых спектров из разреза по р. Чикой у с. Большаково (см. рис. 69). Эти спектры указывают на распространение разреженных лесов, чередующихся с полярной степью. В отличие от современной растительности в составе лесов здесь присутствовали широколиственные породы — вяз и дуб. Если вяз изредка встречается в настоящее время по долинам рек в южной части бассейна Селенги (в пределах территории СССР), то дуб полностью отсутствует.

Весьма полные и интересные данные о развитии растительности в конце плейстоцена и в течение всего голоцена и, следовательно, об изменениях климата в течение этого времени приведены в работе П. Б. Виппера (1962). Этот автор исследовал состав спор и пыльцы по колонке донных отложений озера Котокель, расположенного на восточном побережье Байкала, между устьями рек Турка и Кика. Весь разрез донных отложений на достигнутую глубину 5,65 м по составу пыльцы четко разделен на шесть фаз. В основании литологической колонки лежит тонкий, насыщенный органикой песок. Во время его отложения на фоне безлесного ландшафта были развиты участки березово-сосновых лесов. Присутствие остатков синезеленой водоросли *Cleotruchia patans*, а также протококковых водорослей *Pediastrum simplex* свидетельствует об отно-

сительно благоприятных климатических условиях в течение I фазы. Во время II фазы накапливались отложения, образованные растительными остатками, в составе которых преобладает гипновый мох. На болотный режим указывает падение содержания диатомей, а на холодный и сухой климат — присутствие среди последних *Melosira arenaria*. Эта фаза характеризуется полным отсутствием древесной пыльцы, если не считать пыльцы *Betula sec. Nanae*. В составе травянистого покрова господствуют полынь (60%) и злаки (25%). Встречена единичная пыльца эфедры и лебедовых. Как считает П. Б. Виппер (1962, стр. 837), «Состав растительности свидетельствует о развитии в эту фазу, характеризовавшуюся криоксеротическим режимом климата, перигляциальных или холодных степей». Он считал возможным сопоставить осадки II фазы с последним оживлением ледниковой деятельности в сартанский век, что полностью согласуется и с приведенными нами данными. I фаза, по его мнению, отражает заключительные этапы каргинского межледниковья. Это предположение вытекало из известных фактов о том, что последнее в плейстоцене потепление связано именно с каргинским временем. Сейчас, в свете приведенных данных о существовании интерстадиалов, осадки I фазы следует датировать временем последнего интерстадиала сартанского оледенения.

Следующая, III фаза отражает переход от холодных и сухих условий к более теплomu климату начала голоцена. Содержание до 50—70% пыльцы древесных пород показывает новое наступление леса на степь. В составе островных — долинных, — как полагает П. Б. Виппер, лесов преобладали ель и лиственница, но береза существовала преимущественно в карликовой форме. Среди травянистого покрова отмечается снижение роли полыни и соответственное возрастание злаковых и разнотравья.

IV фаза ознаменовалась увеличением диатомовых, что свидетельствует о возрастании плювиальности климата, а присутствие цианофий и протококковых водорослей — о его теплом температурном режиме. Увеличилась облесенность; в составе древесных пород господствующее значение сохранили ель, лиственница, имелась примесь пихты и древовидной березы.

V фаза связана с наступлением весьма теплого и сухого климата и обмелением водоема, образованием в нем торфяников, сокращением числа диатомей и возрастанием цианофидей. Завершается полное вытеснение степей, происходит смена темнохвойной тайги светлохвойной со значительным участием березы.

В течение заключительной, VI фазы в лесном покрове окончательное преобладание получила сосна, а лесообразующее значение березы сильно снизилось.

Фазы III—IV и, может быть, V отражают существование в Восточной Сибири более теплого и в общем более влажного климата, чем современный. Именно они составляют время климатического послеледникового оптимума, запечатленного в осадках, в спорово-пыльцевых спектрах и макрофлорах северных и умеренных широт Европы и Азии. В Сибири, как это недавно выяснено Н. В. Кинд (1965) по материалам низовий Енисея, климатический оптимум заключен в рамках от 8,5 до 4,5 тыс. лет. Близкие цифры были получены и группой авторов (Лаврушин и др., 1963) и для бассейна Индигирки. Трудно, по-видимому, ожидать, что климатический оптимум в более южных районах Сибири занимает другое положение в абсолютной геохронологической шкале.

Разрез донных отложений озера Котокель имеет уникальное значение для выяснения истории голоцена благодаря непрерывности осадконакопления. Полнота и точность восстановления эволюции растительного покрова и климата зависит только от детальности опробования и правдивости интерпретации проведенных аналитических исследований.

Место других послеледниковых осадков в истории голоцена может быть установлено по сравнению с приведенным эталонным разрезом. Так торфяники в Быстринской впадине, несомненно, формировались в течение самого конца плейстоцена и значительного отрезка голоцена. В начале еще существовали безлесные пространства с заболоченными участками и злаково-разнотравными ассоциациями при некотором участии кустарниковой березки и березовыми перелесками. Скорее всего эта фаза развития лесного покрова отвечает II фазе П. Б. Виппера. Во вторую фазу резко возрастает облесенность за счет распространения пихтово-кедровых лесов с елью и березой (см. рис. 51), что должно соответствовать III и IV фазам в осадках оз. Котокель. Позже эти леса сменились березово-сосновыми с примесью широколиственных (дуба и вяза). В Тункинской впадине и в бассейне р. Чикоя в это время были распространены березовые леса с дубом и вязом. Леса поднимались высоко в горы и, как показал палинологический анализ торфяника, расположенного в окрестностях Ильчирского озера, в области современной горной тундры плоскогорья Восточного Саяна, здесь произрастали сосновые и лиственничные леса с примесью сибирского кедра.

Видовые определения дуба и вяза, проведенные Л. В. Голубевой, позволили ей установить их принадлежность к *Quercus mongolica* Fisch. и *Ulmus pumila* L. Дуб в настоящее время в этих районах не произрастает вовсе, а вяз по долинам проникает только в южные районы Селенгинской Даурии. Поэтому вполне очевидно, что во время голоценового оптимума широколиственные мигрировали из соседних территорий Монголии и из Приамурья. Фазу развития растительности с участием широколиственных можно сопоставить с V фазой П. Б. Виппера. Становление современной растительности, отвечающее VI фазе, прослежено в ряде проанализированных торфяников. Общие черты в голоценовом развитии растительности отмечаются, по данным Р. Е. Гитерман, и в Якутии.

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕРИОДИЗАЦИИ ПАМЯТНИКОВ ПАЛЕОЛИТА СИБИРИ

Сведения о геологии палеолитических стоянок на Енисее, Ангаре и Селенге, изложенные выше, содержат необходимые данные для решения вопроса о геологической периодизации памятников палеолита.

Группа енисейских стоянок. Как упоминалось, в Кокоревско-Новоселовской группе палеолитических памятников долины Енисея с аллювиальными образованиями Ia террасы связаны стоянки Таштык II, Забочка, Тележный лог, Киперный лог, Новоселово I, Черемушки.

Положение культурных слоев в толще осадков перигляциального аллювия Ia террасы под нижней погребенной почвой во всех перечисленных местонахождениях (кроме стоянки Черемушки) приводит к выводу, что культурные горизонты этих стоянок геологически одновозрастны. Отсутствие погребенных почв в разрезе аллювия Ia террасы на стоянке Черемушки не позволяет распространить на нее этот вывод, однако, близкое по глубине залегание в аллювии ее культурного слоя делает вероятным представление о том, что культура и этой стоянки лежит в тех же хронологических рамках, что и перечисленные выше. Разумеется, в сравнительно узких стратиграфических пределах нижние культурные слои одних и тех же памятников более древние по сравнению с залегающими выше. Однако синонимичу культурных слоев перечисленных местонахождений предложить сейчас невозможно, так как достаточно надежных геологических критериев для этого пока не существует.

Исчерпывающие по своей точности данные о времени палеолитической культуры, связанной с перигляциальным аллювием Ia террасы, дали определения абсолютного возраста (по C^{14}). Согласно этим данным, существование указанных стоянок укладывается в узком интервале

от $15\,460 \pm 320$ до $12\,940 \pm 270$ лет. Сравнение этих дат с геохронологической шкалой верхнего плейстоцена Сибири, разработанной в стратотипическом районе низовий Енисея (Кинд, 1965, 1969), позволяет отнести слои перигляциального аллювия и подчиненные им культурные горизонты ко второй половине главного сартанского оледенения.

В несколько ином положении находится верхний культурный горизонт стоянки Тележный лог, который, как указывалось, лежит на поверхности нижней погребенной почвы, т. е. в относительно более высоких слоях перигляциального аллювия Ia террасы. По-видимому, он одновременно интерстадиалу сартанского оледенения, по времени близко совпадающего с завершением аккумуляции осадков перигляциального аллювия (Равский, Цейтлин, 1965; Цейтлин, 1965).

К числу палеолитических стоянок, связанных с Ib террасой, относятся изученные В. И. Громовым (1948) и С. М. Цейтлиным (Равский, Цейтлин, 1965а, б) местонахождения Бирюса, Переселенческий пункт. В. И. Громов кроме этих стоянок упоминает еще и Бузуново. Культурные горизонты этих стоянок залегают в верхних и средних частях осадков перигляциального аллювия и, таким образом, синхронны их накоплению. Как было показано выше, этот аллювий Ib террасы несет наиболее поздние в стратиграфическом разрезе антропогена следы воздействия перигляциальной обстановки (мерзлотные нарушения, лёссовидность осадков), соответствующие по времени сартанскому оледенению, что дает нам право подобным же образом датировать и культуру этих стоянок. Соотношение культурных слоев с морозобойными трещинами в аллювии позволяет высказать предположение, что культура бирюсинского типа предшествовала максимуму завершающей фазы оледенения, так как заложение морозобойных трещин, обычно связанных с наибольшим холодом и сухостью климата, относится к слоям, непосредственно налегающим на культурные. В век сартанского оледенения, во время формирования перигляциального аллювия первых террас, на поверхности II и более высоких террасах и склонах отлагался делювиально-солифлюкционный шлейф. Исходя из этих достаточно точно установленных соотношений, необходимо считать, что все палеолитические памятники, связанные с покровными накоплениями, лежащими на поверхности II надпойменной террасы, должны также датироваться временем сартанского оледенения. К числу этих местонахождений необходимо отнести, прежде всего, верхний слой стоянки Афонтова гора II и стоянку Дружиниху (Береговая Таскино). Эти памятники приурочены к покровным лёссовидным суглинкам. Как и все лёссовидные породы, они могли образоваться лишь во вторую половину оледенения, связанную с холодными и аридными условиями континентального литогенеза. Это дает право установить, что культуры перечисленных стоянок несколько более молодые по сравнению с культурой стоянки Бирюса. Судя по более глубокому залеганию в лёссовидном покрове верхнего культурного слоя стоянки Афонтова гора II, она относительно более ранняя по сравнению со стоянкой Дружиниха, хотя эти различия в геологическом отношении и малосущественны. Близкой по времени к упомянутым должна считаться и стоянка Каменный лог. Ее культурный слой, как отмечалось, залегают в пролювиальных выносах оврага, опирающегося устьем на уровень поверхности аллювия раннесартанской Ia террасы. Пролувиальный шлейф этого оврага — составная часть покровных образований, лежащих на поверхности террасы. Лёссовидный пылеватый мелкозернистый характер отложений шлейфа указывает на то, что его накопление происходило еще в условиях ледниковой обстановки плейстоцена, и именно в течение второй половины сартанского оледенения. Однако более точное положение культуры Каменного лога в ряду культур других палеолитических памятников сартанского века на основании геологических данных наметить затруднительно.

В долине верховьев р. Ангары и в низовьях ее притока — р. Белой сосредоточено, как уже было показано, подавляющее большинство палеолитических стоянок ангарской группы. Все они по условиям залегания приурочены к покровным образованиям, лежащим на III надпойменной террасе высотой 18—22 м (стоянки Мальта, Военный госпиталь, Буреть, Заярская), либо к покровным образованиям на II надпойменной террасе высотой 14—16 м (стоянки Красный Яр, Федяево, Черемушник) или, наконец, заключены в аллювиальных осадках пойменной фации I надпойменной террасы высотой 6—8 м (стоянка Усть-Белая), а также в перекрывающих ее пролювиальных (овражных) образованиях (стоянка Ленковка). Лишь один памятник этой группы — Верховленская гора — связан со склоновыми образованиями.

Для выяснения геологического возраста стоянки Мальта необходимо напомнить, что, как уже было указано (по наблюдениям у шамогного завода), со склонов на поверхность III террасы спускается только верхняя интерстадиальная почва зырянского комплекса и кроющей ее маломощный горизонт. Установление этого факта позволяет высказать точку зрения на геологический возраст стоянки, отличающуюся как от представлений В. И. Громова (1948, стр. 396), который считает, что «...мальтинскую стоянку нужно датировать средней стадией аккумуляции аллювия на 15—18 м террасе», так и А. И. Москвитина, синхронизировавшего культурный слой Мальты с «молодо-шекнинской», т. е. каргинской, по сибирской терминологии, погребенной почвой. Не можем мы примкнуть и к взгляду Н. А. Логачева и др. (1964, стр. 153), согласно которому необходимо «...признать в мальтинской стадии развития верхнего палеолита время, промежуточное между двумя эпохами резкого обострения криогенных процессов, которые условно можно сопоставить с зырянским и тазовским оледенением». Мы относим мальтинскую и другие однотипные с ней стоянки ко времени завершения формирования аллювия III террасы и развития на ней последней в зырянском ледниковье интерстадиальной почвы.

В ясных геологических условиях залегают культурные слои более молодых стоянок Черемушник и Федяево. Они обе приурочены к покровным лёссовидным образованиям, залегающим у тыловых швов II надпойменной террасы высотой 14—16 м. В весьма близких геологических условиях находится и стоянка Красный Яр, изучавшаяся З. А. Абрамовой (1962) и Н. А. Логачевым (Логачев и др., 1964). Ее культурный горизонт подчинен слоистым суглинкам, супесям и пескам, которые, как нам кажется, Н. А. Логачев совершенно правильно отнес к склоновым делювиальным образованиям, покрывающим аллювий 16—20-метровой террасы.

Перигляциальный аллювий II террасы Ангары отнесен к сартанскому горизонту. Покровные лёссовидные отложения, залегающие на поверхности аллювия, естественно, следует считать более поздними. Мощность покрова, как правило, невелика, и редко превышает 2 м. Лёссовидные отложения однородны, не расслоены погребенными почвами, но несут несомненные мерзлотные деформации. Это дает право для предположения, что они образованы еще в последнем ледниковье, т. е. в позднесартанское время. Таков геологический возраст позднеледниковых стоянок отмеченного типа.

Другая группа ангарских стоянок, подобно соответствующим палеолитическим местонахождениям Енисея, связана с аллювиальными образованиями I надпойменной террасы. Наиболее типичным памятником этого вида следует считать стоянку у устья р. Белой. Ее многочисленные сближенные культурные слои (Медведев, Аксенов, 1963; Аксенов, Медведев, 1967) приурочены к верхнему горизонту осадков пойменной фации, выраженному в данном случае тонким переслаиванием супеси и тонкозернистого песка, включающим маломощные прослои сильно пе-

регнившего растительного детрита. Ниже слоистых песков и супесей на глубине 1,5 м отмечается довольно сильное вспучивание слоев (хотя и без разрывов), которые мы связываем с мерзлотными процессами. Выше культурных слоев, в отличие от стоянки Бирюса, никаких мерзлотных нарушений не отмечено. Наличие в аллювиальных отложениях I террасы Ангары и ее крупных притоков остатков животных верхнепалеолитического комплекса, типичных моллюсков перигляциального облика, и пыльцы растений холодной степи — лесотундры служит указанием на их накопление еще в условиях оледенения. Соотношение I террасы Ангары и ее притоков с высокой голоценовой поймой и зырянской II террасой четко ограничивает время образования ее перигляциального аллювия сартанским оледенением. Однако в некоторых случаях накопление аллювия на уровне I террасы продолжалось в конце сартанского оледенения и начале голоцена. С этим представлением увязывается и мнение археологов об уже мезолитическом характере культуры стоянки (см. гл. I).

Очень близко по геологическому возрасту к стоянкам, связанным с аллювием I террасы, стоит местонахождение Верхоленская гора. Культурный горизонт стоянки приурочен, как указывалось (гл. I), к делювиально-солифлюкционным образованиям склона Жарниковской пади у ее впадения в Ангару. В стенке раскопа видно, что культурный слой, заключенный в лёссовидном суглинке, залегает неравно, с амплитудой вертикального перемещения более 1 м, подчиняясь неровностям микро рельефа, образованного мерзлотным пучением. Следовательно, неровности мерзлотного микро рельефа на площади стоянки еще не сгладились, когда здесь поселился человек. Покрывающий культурный слой стоянки горизонт лёссовидного суглинка не расслоен погребенными почвами. Поэтому можно предположительно считать, что мерзлотные формы микро рельефа образовались во время первой половины сартанского оледенения, а лёссовидный суглинок и культурный горизонт — во время второй его половины.

Самой молодой донеолитической стоянкой ангарской группы следует считать Ленковку. Ее культурный слой подчинен пролювиальным выносам одноименной пади, перекрывающим верхние слои аллювиальных образований I (6—8 м) террасы Ангары. Пролувиальные супеси и суглинки уже не имеют лёссовидного облика. Все эти данные служат основанием к тому, чтобы относить стоянку уже к начальным этапам голоцена.

Эпипалеолитические стоянки на верхней Лене Шишкино и Макарово приурочены к основанию маломощных (0,2—0,3 м) покровных образований — лёссовидных супесей, залегающих на очень узких площадках I (6—8 м) террасы. Из этих данных с учетом изложенных соображений о сартанском возрасте аллювия этой террасы можно заключить, что маломощный лёссовидный покров, накопившийся еще в условиях ледникового климата, относится к верхнему подгоризонту сартанского горизонта.

Из забайкальских палеолитических местонахождений остановимся на одном — Ошурковском. Стоянка, как указывалось, связана с уровнем 6—7-метровой террасы Селенги близ ее дельты. На аллювиальных тонко-слоистых суглинках и супесях лежит маломощная частично расщепленная погребенная почва, разрушенная солифлюкцией. Нижний культурный слой стоянки расположен на этой почве и непосредственно ниже ее. Почва перекрыта лёссовидной супесью с включением угловатой дресвы гранита мощностью 0,5—0,7 м. Мы склонны сейчас считать стоянку Ошурково однотипной со стоянкой Киперный лог и соответственно датировать ее временем конца первой половины сартанского оледенения.

Большой археологический интерес представляет стоянка Санный мыс, расположенная на правом берегу р. Уды в ее среднем течении.

Однако ее стратиграфическое значение невелико, поскольку культурный слой залегает в делювиальном покрове на нетеррасированном склоне долины. А. П. Окладников (Okladnikov, 1961) выделяет на стоянке Сан-ный мыс три культурных горизонта. Из них два нижних он относит «к нижней части верхнего плейстоцена», сопоставляя их с культурой Мальты и Бурети. Этот вывод сделан А. П. Окладниковым на основании присутствия среди фауны Санного мыса, Мальты и Бурети мамонта и шерстистого носорога. Однако, как известно, обе эти формы распространены в значительном возрастном диапазоне, вследствие чего синхронизация памятников палеолита только по фауне млекопитающих сейчас ненадежна.

Все изложенные данные, касающиеся проблемы геологической периодизации палеолитических культур, развивавшихся на колоссальной территории от Енисея до Селенги, сведены в табл. 3. Предлагаемая геологическая периодизация палеолитических памятников несколько отличается от той, которая была предложена для енисейских стоянок В. И. Громовым (1948). Им, в частности, в одну геохронологическую группу памятников объединены Афонтова гора II (верхний культурный горизонт), Тележный лог и Таштык; другую, более молодую, группу памятников составляли стоянки типа Переселенческого пункта, к которой отнесены Забочка, Киперный лог и нижний культурный горизонт («С») Бирюсы. Однако, как уже было показано, стоянки Забочка, Киперный лог, Тележный лог, Таштык одновременны формированию пойменных фаций аллювия Ia надпойменной террасы Енисея и должны, следовательно, считаться в геологическом смысле одновозрастными. С другой стороны, стоянки Переселенческий пункт и Бирюса более молодые, поскольку они связаны с пригляциальным аллювием Ib надпойменной террасы.

Геологическая последовательность палеолитических памятников ангарской группы, намеченная С. М. Цейтлиным и автором (Равский, Цейтлин, 1965а, б), весьма близка к последовательности, принятой Н. А. Логачевым (Логачев и др., 1964). Однако в его работе возрастные группы палеолитических стоянок не сопоставлены с главными геологическими событиями плейстоцена, в результате чего палеолитические культуры не имеют четкой стратиграфической привязки.

Таким образом, детальное изучение геологии палеолита Сибири показывает, что все известные палеолитические стоянки укладываются в стратиграфическом интервале от второй половины зырянского оледенения до начала голоцена.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ АНТРОПОГЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

История континентального антропогенного осадконакопления всей территории Внутренней Азии еще не разработана. Лишь в самое последнее время появились труды, в которых эта большая проблема частично освещена (Синицын, 1962; Алексеев, 1964). Однако успехи в изучении геологии антропогена Азии, в первую очередь в разработке вопросов стратиграфии, и в исследовании литогенетических и фациально-генетических типов пород дают сейчас предпосылки для воссоздания более или менее цельной, хотя еще и весьма приближенной картины эволюции осадконакопления. Эта картина, естественно, не может быть полной и из-за значительных пробелов в знаниях, и вследствие неполноты геологической летописи. Тем не менее даже при имеющихся ограниченных данных попытка рассмотрения условий и среды накопления континентальных образований в течение антропогена имеет существенное значение.

Выявление главнейших черт континентального осадконакопления представляет собой задачу, гораздо более сложную, чем изучение осадков морского и океанического дна. Общеизвестно, что континентальные толщи, благодаря чрезвычайно непостоянному литологическому составу, сложному и разнородному генезису, отличаются весьма мозаичным распределением в пространстве и столь же изменчивыми признаками во времени. Среди множества причин, определяющих фациально-генетический и литологический облик пород и, следовательно, решающим образом влияющих на тип континентального осадконакопления, есть две главные. Это, прежде всего, характер рельефа, зависящий в значительной степени от интенсивности и типа тектонических движений и особенности климата.

Основные черты рельефа Внутренней Азии сложились ранее антропогена, в течение длительной истории ее континентального развития, охватывающего гигантский по продолжительности отрезок времени, включающий значительную часть палеозоя, весь мезозой и кайнозой. Естественно поэтому, что к началу антропогена уже закончилось разделение этой территории на горные области, на плоскогорья и низменности, заложилась гидрографическая сеть, мало отличавшаяся по своим очертаниям от современной, существовали оз. Байкал и другие крупные озера неледникового происхождения. Вследствие этого характер континентального литогенеза антропогенного периода не отличался бы существенно от литогенеза палеогена или неогена, если бы не качественно иные условия климата, установившиеся в течение этого периода. Поэтому, отдавая дань важности тектонических факторов осадконакопления, главное внимание мы уделим климатическому фактору. Это важно еще и потому, что во множестве опубликованных работ значение климата для образования континентальных отложений явно принижалось, а влияние тектонических движений неоправданно считалось единственно определяющим.

При дальнейшем изложении вопроса об эволюции осадконакопления мы рассмотрим пространственные фациально-генетические и литологи-

ческие изменения антропогенных отложений в историческом аспекте, т. е. в различные временные отрезки антропогена.

После указанного обзора мы попытаемся рассмотреть некоторые особенности перигляциального осадконакопления, выделяя при этом данные о типах аллювиальных отложений и последовательности их накопления в речных долинах. Частично мы коснемся условий образования малоизвестного типа перигляциальных отложений — слоистых щебеночников и вообще слоистых склоновых отложений.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОРОД И ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Эоплейстоцен

Нижний эоплейстоцен. В стратиграфическом разделе данной работы мы уже указывали, что сложность разделения позднечетвертичных и раннечетвертичных отложений, с которой ранее постоянно сталкивались исследователи кайнозойских отложений и которая вынуждала их говорить о пограничных «плиоцен-нижнечетвертичных» образованиях, устранена в результате установления естественно-исторической периодизации геологических событий и приведения в согласие с нею стратиграфической номенклатуры. Благодаря этому в эоплейстоценовом (по принятой нами схеме) отделе антропогенной системы нашли свое законное место верхнеплиоценовые (частично, возможно, и среднеплиоценовые) и раннечетвертичные осадки, которые довольно четко отделяются от более древних неогеновых отложений.

В северной части рассматриваемой территории — в нижнем течении Лены, Алдана и по Вилюю — к нижнему эоплейстоцену относятся аллювиальные отложения самых высоких надпойменных террас и осадки, приуроченные к Нижне-Алданской кайнозойской впадине.

Отличительная черта раннеантропогенных аллювиальных отложений — связь с чрезвычайно широкими речными долинами, в пределах которых они образуют иногда настоящие аккумулятивные равнины. Так, в Вилюйской впадине и Приверхоянском краевом прогибе эоплейстоценовая долина Лены достигает ширины 75 км, судя по данным М. Н. Алексева (1961); Г. Ф. Лунгерсгаузен указывает, что отложения табагинской свиты, отвечающие аллювию 100-метровой террасы этой реки, «...занимают обширные площади, уходящие из придолинных зон далеко в области междуречий» (1957, стр. 522). Значительные и точно не оконтуренные площади отложений 100—140-метровых террас Лены простираются между ее притоками Муной и Молодо. Только по левобережью ширина эоплейстоценовых террас превышает 100 км. По правому берегу древнейшие террасы перекрыты мощным шлейфом ледниковых отложений, вынесенных из Верхоянского хребта, но ясно, что они также имеют ширину, превышающую по крайней мере десятков километров.

Аллювиальный покров этих древнейших террас сохранился фрагментарно. Но всюду, где вскрывается его полный разрез, можно установить, что аллювий образован галечниковыми и гравийными накоплениями русловой фации и осадками пойменной фации, выраженными горизонтальнослоистыми песками или супесями. Общая мощность толщи колеблется в пределах 10—20 м. Исключением служат древнейшие эоплейстоценовые аллювиальные отложения, изученные А. И. Гусевым (1956), М. Н. Алексеевым (1961) и др. в дельте Лены и выделенные в так называемую саардахскую свиту. Судя по данным, приведенным в работах этих авторов, она образована переслаиванием песков и галечников, сцементированных в отдельных горизонтах в песчаники и конгломераты. Аллювиальная природа свиты сомнения ни у кого не вызывает, но ее

мощность, превышающая 30 м (толща уходит под урез реки), и отсутствие ясно выраженных фаций ставят вопрос о возможно констративном характере ее накопления.

В области современного шельфа, представлявшей в эоплейстоцене, по взгляду ряда исследователей, сушу, прослежены глубокие и хорошо разработанные долины субмеридионального простираия (Сакс, 1953; Баранова и Бискэ, 1964, и др.). Эти затопленные сейчас морем долины как бы продолжают современные Лену, Оленек, Яну, Индигирку и некоторые другие реки. Можно думать, что и здесь аллювий занимал обширнейшие площади.

Древнейшая эоплейстоценовая терраса Вилюя — VI надпойменная — распространена в контурах Вилюйской впадины на весьма обширной площади. Аллювиальная равнина на урвче этой террасы раскинулась выше впадения р. Тюнг или близ устья более чем на 200 км, и понятие долина потеряло здесь свойственное ему значение. Разрезы VI террасы, приводимые М. Н. Алексеевым (1961), убеждают в том, что накопления аллювиальной равнины имеют обычные для этой реки мощности (8—10 м) и обнаруживают столь же обычное разделение на осадки русловой (песчано-галечной) и пойменной (песчаной и супесчаной) фаций. Вполне вероятно, что местами можно встретить также и накопления старичной фации, о чем свидетельствует включение в аллювий кое-где суглинков и глин и тонкослоистых разновидностей песков. Здесь, таким образом, формирование аллювия происходило без искажающего влияния тектонического опускания, по перстративному типу.

Вмешательство тектонического фактора в картину нормального эрозионно-аккумулятивного развития речных долин ярко выражено в накоплении аллювиальных отложений в пределах молодой морфоструктуры Нижне-Алданской кайнозойской впадины. Здесь буровыми скважинами (Биджиев, 1956; Алексеев, 1961) прослежено преемственное, с верхов палеогена, наложение одна на другую аллювиальных пачек, обладающих общей мощностью, измеряемой сотнями метров. Эоплейстоценовый аллювий, являющийся верхним членом непрерывного кайнозойского разреза впадины, объединен в дыгдальскую свиту, породы которой выходят выше современного уреза реки Алдан и достигает мощности более 20 м. Здесь, следовательно, в результате устойчивой тенденции к прогибанию существует столь же исторически устойчивый констративный режим аллювиального осадконакопления.

В среднем течении Лены эоплейстоценовые отложения также приурочены к уровням самых высоких надпойменных террас высотой 150—170 и 200—250 м. Ширина их составляет в среднем 3—4 км и значительно превосходит в этом отрезке долины ширину более молодых террас. Тип и состав этих отложений выявлен Н. С. Чеботаревой, Н. П. Куприной, И. М. Хоревой (1957). В районе устья Витима на 240-метровой террасе залегают маломощные глины темно-бурого цвета, насыщенные галькой преимущественно кварцевого состава. В окрестностях Олекминска, на уплощенных склонах долины в гипсометрическом интервале 150—250 м встречены красноцветные глины также небольшой мощности (1—3 м), содержащие кварцево-кварцитовую гальку. В составе легкой фракции, как это установлено минералогическими анализами, преобладает кварц (до 60%), меньше полевого шпата (12—15%). Почти во всех образцах присутствует гидрослюда — монтмориллонит и вермикулит. Доминирующим минералом тяжелой фракции (40—50%) является ильменит. Из приведенных данных можно заключить, что аллювиальные отложения эоплейстоцена здесь размыты, а на высоких цоколях террас сохранились преимущественно переотложенные их дериваты. Однако из этого факта видно, что и первоначально мощности отложений террас не были значительными, а эти толщи скорее всего относились к аллювию перстративного типа.

При рассмотрении фациально-генетических типов эоплейстоценовых отложений в бассейне Енисея необходимо отметить, что они наиболее доступны для наблюдения во внеледниковой области и лучше всего изучены на отрезке Енисея от Красноярска до устья Подкаменной Тунгуски. На этом отрезке долина имеет четковидное строение, несколько раз расширяется при пересечении отрицательных тектонических структур, в которых выведены на поверхность относительно рыхлые мезозойские отложения, и резко сужается там, где река сечет положительные структуры, сложенные докембрийскими кристаллическими породами.

Древнейшая эоплейстоценовая терраса, имеющая относительную высоту 25—140 м, выделена С. П. Горшковым (1962а) в качестве VII надпойменной. Она развита лишь в четковидных расширениях, но в отличие от более низких террас характеризуется значительно большей шириной и занимаемыми площадями. В отдельных местах ширина ее достигает 20—25 км. В районе пос. Мурта эта терраса по левобережью выходит на поверхность междуречья и сливается с озерно-аккумулятивной равниной. Ее цоколь располагается на относительной высоте 100—105 м, а полная мощность аллювиальных накоплений составляет 25—35 м. С. П. Горшков в аллювиальной толще террасы различает как осадки русловой фации, образованные обычно некрупным галечником, связанным гравелистым разнозернистым слабоглинистым песком охристо-желтого или красновато-бурого цвета, так и осадки пойменной фации, выраженные горизонтальнослоистыми песками, включающими прослойки красновато-бурого суглинка. Все же охристая окраска доминирует. Важно отметить, что в отдельных разрезах охристые и красно-бурые галечники чередуются между собою и обе разновидности несут примесь рассеянного карбонатного материала.

Местами (например, у с. Серебряково) С. П. Горшков (1962а) наблюдал в разрезе террасы две аллювиальные пачки, наложенные одна на другую, причем в каждой из них отмечается базальный галечный горизонт. Вероятно, в Муртинском районе на образование аллювия уже существенно влияло тектоническое погружение, которое сказалось в образовании обширных озерных водоемов, а вне сферы озерной аккумуляции, — в констративном типе накопления аллювия.

На правых притоках Енисея — Нижней Тунгуске и Ангаре нижнеэоплейстоценовые толщи довольно широко распространены. Аллювиальные отложения на Нижней Тунгуске связаны, по данным С. М. Цейтлина (1964а), с VIII террасой ее среднего и VII террасой верхнего течения. Судя по приведенным им разрезам, на высоких приподнятых цоколях сохранились от размыва только отдельные участки аллювиальных осадков, обладающих небольшими (не более 5 м) мощностями и образованных, преимущественно, галечными отложениями, связанными разнозернистым сильно обохренным песком.

В долине другого притока Енисея — р. Ангары — рассматриваемые толщи, как это было отмечено, привязаны к отложениям IX и VIII надпойменных террас и залегают на их высоких цоколях покровом небольшой мощности. Приведенные разрезы этих террас, а также большое число не упоминавшихся разрезов показывают, что их аллювий имеет нормальные мощности и накапливался по перстративному типу. Исключение составляют отложения, выполняющие глубокие эрозийные котлы в порожистых участках реки, подобных тем, которые описаны В. А. Растворовой и Е. И. Сахаровой (1959) в районе Братской ГЭС или наблюдались нами на р. Илим (см. рис. 9). Фациальногенетически этот тип аллювия еще не изучался. На основе известных сейчас данных можно лишь высказать предварительные соображения о том, что они образованы осадками только русловой фации и состоят в некоторых случаях из двух наложенных одна на другую разновозрастных пачек, накопившихся в течение нижнего — среднего эоплейстоцена.

В верхнем течении Ангары и в долинах ее крупных притоков аллювиальные отложения того же времени не имеют каких-либо существенных отличий (Логачев и др., 1964). Зато в области Байкальского свода в речных долинах в нижнем эоплейстоцене накапливались, несомненно, по констративному типу, довольно мощные сильно обохранные аллювиальные толщи нижней части манзурской свиты.

Южнее, в горной области Восточного Саяна, их стратиграфические аналоги выражены пролювиальными осадками, сопрягающимися с озерными, а в северо-восточном Прибайкалье и во всем Забайкалье абсолютное преобладание получают пролювиальные (и селевые в том числе), делювиальные и овражные красноцветные отложения.

По Байкалу и по Енисею, в районе Красноярска, проходит важнейшая граница, разделяющая зоны двух различных типов осадконакопления Восточной Сибири.

Остановимся на некоторых главнейших чертах эоплейстоценовых отложений северной зоны. Необходимо отметить абсолютное преобладание в ней аллювиальных осадков. В зависимости от характера тектонических движений они состоят из одной пачки, построенной по типу современной поймы, или из наложенных одна на другую пачек констративного аллювия. Эти отложения, привязанные к уровню одной или двух морфологически выраженных речных террас, отличаются весьма большой шириной. В области развития малоустойчивых к размыву мезозойских отложений в низовьях Лены, Вилюя и Алдана и в среднем течении Енисея ширина этих террас возрастает до таких размеров, что их правильнее называть аккумулятивными равнинами (рис. 91). На стыке с Западно-Сибирской низменностью аллювиальные осадки переходят в озерные.

Вне зависимости от условий залегания эоплейстоценовые аллювиальные отложения обладают некоторыми общими литологическими свойствами. К их числу относится, прежде всего, несколько повышенное содержание в галечниках пород, стойких к химическому выветриванию и разложению по сравнению с галечниками более молодых антропогеновых образований. Преобладание устойчивых компонентов характерно и для шлихо-минералогического спектра. Эти качества эоплейстоценовых песков и галечников связаны не столько с сингенетическими процессами химического выветривания, которые не носили активного характера, сколько определяются широким заимствованием материала более древних мезозойских и третичных образований. Столь же важный признак — охристая окраска, обязанный интенсивной сингенетической лимонитизации породы. Лимонит встречается в распыленной форме, но образует также корки и другие стяжения.

По преобладанию среди описанных эоплейстоценовых отложений аллювиальных или озерных осадков можно, несомненно, определить климат всей северной зоны осадконакопления. Причем отсутствие разницы в типах осадков и в аутигенном минералообразовании позволяет говорить о сравнительном однообразии гумидных условий, господствовавших на территории от побережья Ледовитого океана вплоть приблизительно до 50° с. ш., т. е. на протяжении всей северной зоны.

К югу, начиная от Забайкалья и до северных пределов Гоби, простиралась область полного преобладания пролювиальных, делювиальных, овражных и, в меньшей степени, озерных отложений. Аллювиальные осадки эоплейстоцена здесь чрезвычайно редки, имеют незначительные мощности, а их связь с существующими сейчас речными системами не установлена.

Отложения нижнего эоплейстоцена в Забайкалье и в Монголии специфического красноцветного облика, благодаря которому они образуют четкий, легко диагностируемый тип. Условия залегания забайкальских красноцветов, их связь с рельефом, строение и, в некоторых случаях, состав по возможности полно охарактеризованы выше. Отметим только,

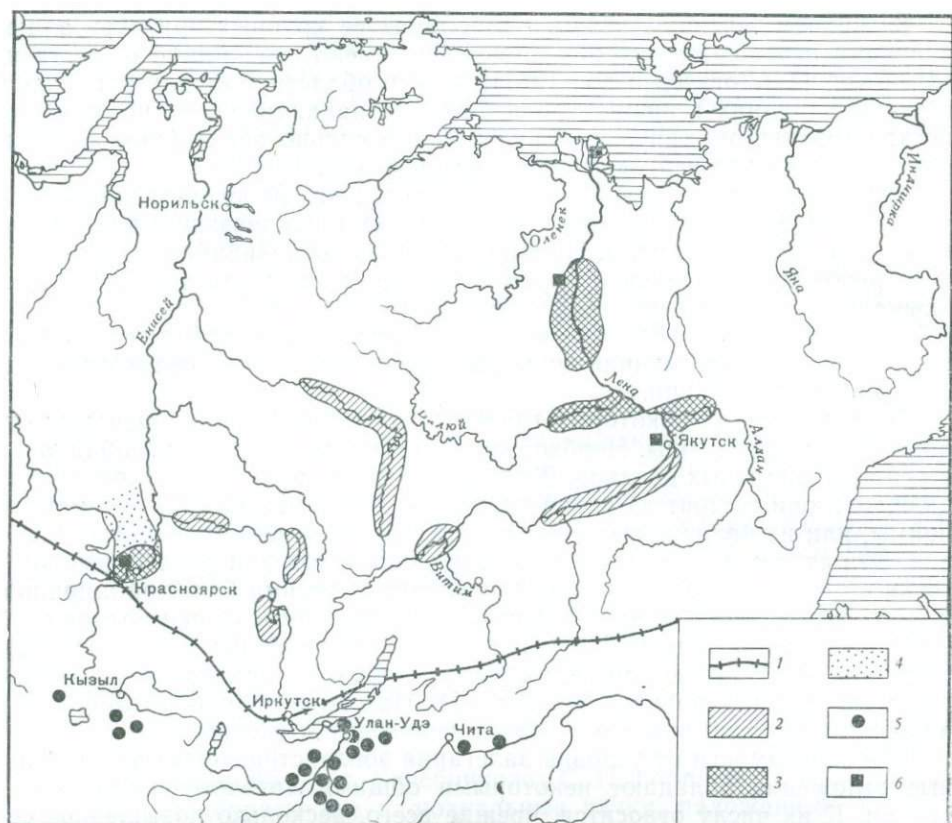


Рис. 91. Зоны осадконакопления в нижнем эоцено

1 — граница северной и южной зон осадконакопления в Сибири; 2 — участки долин с аккумуляцией охристого аллювия на широких террасах; 3 — аккумулятивные речные долины с охристым аллювием; 4 — аккумулятивные озерные равнины; 5 — основные местонахождения красноцветных карбонатных отложений склонового и овражного происхождения; 6 — основные местонахождения лесной бореальной флоры (пыльца, плоды и семена)

что они образуют закономерный пространственно-сопряженный комплекс, занимающий определенное место в рельефе склонов и днища межгорных котловин. На склонах лежат делювиальные отложения, ниже их располагаются пролювиальные, а в некоторых впадинах центральные, наиболее прогнутые части занимают мелководно-озерные накопления типа тех, которые слагают нижний горизонт разреза горы Тологой.

В пределах МНР систематические исследования антропогенных отложений еще не проводились. О распространении толщ, отвечающих по облику и геологическому возрасту красноцветам Забайкалья, имеются лишь весьма отрывочные сведения, хотя, вероятно, они в пределах Гоби широко развиты.

К вероятным аналогам забайкальских красноцветов относятся здесь отложения, стратиграфически следующие за миоценовой свитой тунггур. К их числу следует отнести красные глины с линзами песка и гальки, лежащие у южного окончания хребта Большой Хинган, на поверхности миоценовых базальтов (Маринов, Хасин, 1947). Эти глины перекрыты мощной толщей лёссов. Возможно, что частично одновременными красноцветами окажутся на территории Китая отложения, вмещающие известные местонахождения фауны эртэмтэ (районы оз. Далай-Нур), изученное М. Шлоссером (Schlosser, 1924). Однотипными с указанными являются красноцветные отложения, наблюдавшиеся А. Х. Ивановым (1953а) у оз. Косогол. Дальнейшее геологическое изучение Гоби и более

северных районов МНР приведет, по-видимому, к увеличению подобных, пока еще отрывочных, сведений о красноцветных отложениях.

Данных о раннеэоплейстоценовых отложениях на территории северного Китая гораздо больше. В бассейне Хуанхэ и южнее мы встречаемся уже с новой, третьей по счету, крупной зоной осадконакопления. В этой области эоплейстоценовые осадки выражены преимущественно в озерной фации и лежат в понижениях рельефа.

Озерные и речные отложения выделены китайскими геологами в саньмэньскую свиту, классические местонахождения которой описаны в бассейне р. Нихэвань, в долине Санганьхэ, в бассейнах Тайгу и Юньчжу-чжэнь и в других местах (Ли Сы-гуан, 1952).

Озерные осадки подстилаются во многих случаях субэаральными красными понтическими глинами с типичной гиппарноновой фауной и, в свою очередь, служат ложем аллювия всех четырех террас р. Хуанхэ, выходя в их цоколях. Они образованы озерными мергелями, песками, глинами, часто чередующимися в разрезе и включающими прослой галечника, иногда сцементированного в конгломерат. Отложения саньмэньской свиты также красноватой окраски. Мощности свиты достигает 200 м (Вань Юн-шэн, Ху Хей-мин, Ли Шэн-линь, 1959).

Стратиграфический аналог озерных и речных отложений саньмэньской свиты — субэаральные мелкоземистые лёссовидные красноцветные отложения, относимые современными китайскими геологами к хуанту¹ (Лю Дунь-Шень, Чжан Цзун-ху, 1962). Одновозрастность наиболее нижнего красноватого горизонта хуанту — ученского хуанту и саньмэньской свиты — доказывается тождественным составом руководящей фауны китайского виллафранка, присутствующей в обеих толщах.

Красноватая окраска ученского хуанту, так же как и прибрежных фаций осадков саньмэньской свиты, частично объясняется заимствованием красноземного материала из подстилающих понтических отложений (Обручев, 1959), но частично отражает особенности осадконакопления в семиаридном теплом климате. Эти соображения подтверждаются и экологией ископаемых организмов, в частности присутствием в осадках саньмэньской свиты теплолюбивых форм моллюсков — карбикуль, лампротуль и т. д.

Выдержанное пространственное распространение сходных типов отложений от Забайкалья до бассейна среднего течения Хуанхэ, а также красноцветные окраски всех субэаральных и частично мелководноозерных осадков свидетельствуют о принадлежности всей этой огромной территории к единой зоне осадконакопления, климата и ландшафта.

Это единство полностью подтверждается общим для этих ныне весьма различных областей составом фауны млекопитающих.

В Юго-Восточном Китае М. Н. Алексеев (1964), основываясь на литературных данных и личных наблюдениях, отмечает широкое развитие аллювиальных отложений, приуроченных к высоким, 100-метровым надпойменным террасам бассейнов рек Люцзен, Юаньши и Сяши. Аллювиальные отложения подверглись химическому выветриванию вплоть до образования латеритоподобных, так называемых зеброидных, глин. Можно полностью присоединиться к мнению М. Н. Алексеева, что «характер осадков и фауны дает основание говорить о формировании отложений эоплейстоцена Юго-Восточного Китая в условиях типично тропического климата» (1964, стр. 73).

В приведенном обзоре мы пытались обосновать существование в раннем эоплейстоцене на пространстве от побережья Ледовитого океана до Северного Китая двух зон осадконакопления, отражающих две основные климатические зоны этой части Азиатского материка. Эти зоны

¹ Хуанту эти и другие авторы называют все мелкоземистые лёссовидные толщи в возрастном диапазоне от плиоцена до современности.

(с севера на юг) могут быть названы: сибирская — гумидная и монголо-северо-китайская — семиаридная.

В дальнейшем вопрос о климатической зональности будет рассмотрен на основе совокупности как литологических, так и экологических критериев. Сейчас же мы обратимся к разбору более частного вопроса о зональности красноцветов.

Н. А. Логачев с соавторами (1964) сообщили о достаточно четких признаках зональности красноцветных пород, проявляющихся в различной примеси аутигенных соединений. Так, на крайнем юго-востоке Забайкалья и в сопредельных районах Монголии красноцветные отложения, отличаясь сильной карбонатностью, обнаруживают также некоторые признаки загипсованности. Несколько севернее, в пределах Западного Забайкалья и узкой полосы, протягивающейся вдоль Восточного Саяна, из состава аутигенных минералов выпадает гипс, но большая примесь карбонатов все еще является характерным свойством красноцветов. К северу от этой зоны красноцветные породы, по мнению Н. А. Логачева, утрачивают кальцит и становятся в основном бескарбонатными. Однако вместо кальцита присутствуют железо-марганцовистые соединения в рассеянной форме и стяжения в форме оолитов и бобовин. Эти данные в предельно четком виде изображены на схеме Н. А. Логачева (рис. 92). Однако, несмотря на подкупающую логичность и стройность приведенной схемы и соответствующих построений Н. А. Логачева, они не свободны от неточностей. Укажем, прежде всего, что и в южной зоне распространения карбонатных красноцветных пород, так же как и в северной зоне господства их бескарбонатных разновидностей, наряду с красноцветами широко развиты разновозрастные им охристые осадки склонового, аллювиального и озерного происхождения. Объясняя этот факт, Н. А. Логачев исходил из предпосылки, что осветленность, например, эоплейстоценовых моласс межгорных впадин по сравнению с красноцветами Забайкалья обусловлена большой скоростью их накопления, разбавлением окисных соединений массой обломочного материала и их диагенетическим перераспределением. Вероятно, указанное явление в какой-то мере оказывало влияние на характер окраски, но главная причина не в этом. Палинологический анализ охристой свиты Тункинской впадины, как уже было показано, дал неопровержимые свидетельства развития во время ее накопления лесов. С течением времени они несколько видоизменялись, но ни разу в эоплейстоцене полностью не исчезали. Из этих данных можно сделать вывод, что в непосредственной близости от Забайкалья и Монголии с их стабильной в исторической перспективе семиаридной (или аридной) обстановкой существовала область со столь же устойчивым гумидным режимом. Вполне очевидно, что охристый тип осадков во внутригорных впадинах Восточного Саяна отражает условия осадконакопления в гумидном, умеренно теплом климате.

К северу от этой области, т. е. к северу от Восточного Саяна и Байкала, в пределах Средне-Сибирского плоскогорья, настоящих красноцветов эоплейстоцена нет. Красноцветная формация замещается здесь разновозрастной ей охристой формацией, накопление которой, как это показано выше, происходило в гумидных условиях. Распространение здесь красноцветных пород, свободных от примеси карбонатного вещества и часто сопровождающихся железо-марганцовыми бобовинами, привело Н. А. Логачева к неизбежному выводу о накоплении красноцветов внутри ареала лесной растительности, так как зерна и бобовины гидроксидов железа свойственны именно лесным почвам, в частности подзолам. Вместе с тем Н. М. Страхов (1962) и А. Л. Яншин (1956) неоднократно приводили данные, согласно которым бескарбонатные красноцветы образуются в условиях жаркого и влажного климата и являются до известной степени северными аналогами латеритов. Однако говорить

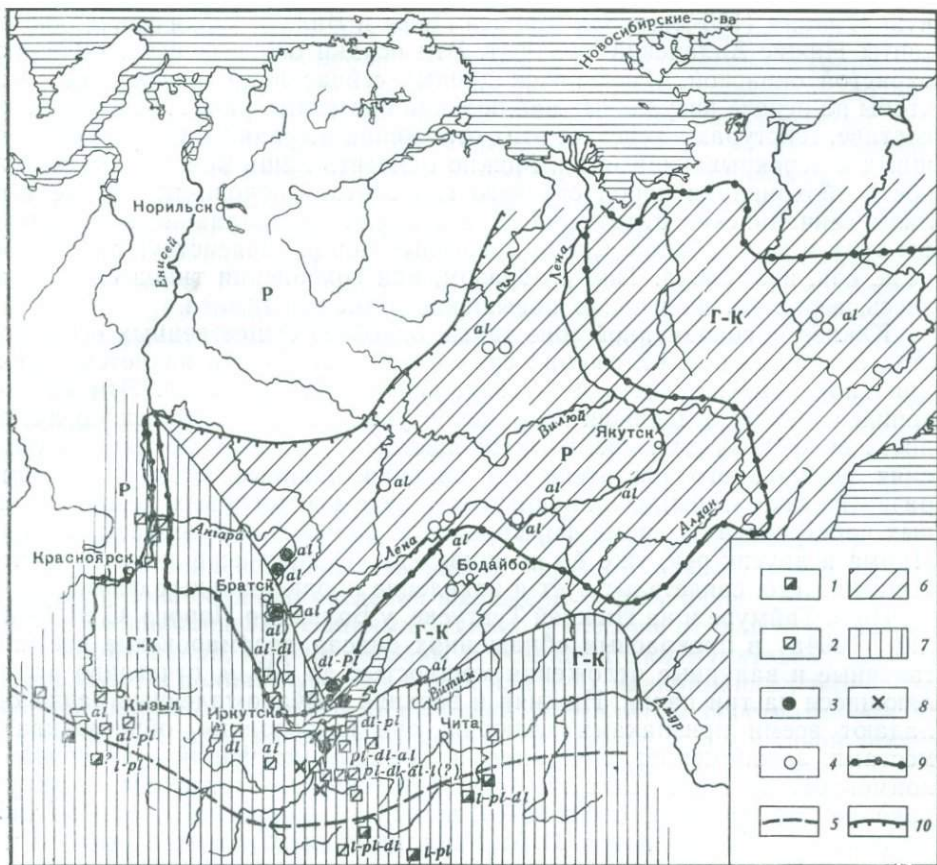


Рис. 92. Схема распространения красноцветных отложений и палеогеография нижнего эоплейстоцена в Восточной Сибири (по Н. А. Логачеву и др., 1964)

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 фауны; 9 — граница между равнинными (Р) и горно-котловинными (Г-К) ландшафтами; 10 — граница максимального оледенения

о возможности существования в течение эоплейстоцена жаркого и влажного климата в Сибири нет ни малейших оснований. Флора раннего эоплейстоцена указывает лишь на распространение умеренно-теплого и влажного климата. Поэтому нам представляется, что известные сейчас крайне немногочисленные выходы красноцветных бескарбонатных пород с железо-марганцевыми бобовинами — значительно более древние неогеновые образования, стратиграфически, вероятно, отвечающие нижним красноцветам Восточного Забайкалья, красноцветной коре выветривания на базальтах в Тункинской впадине и другим миоцен-раннеплиоценовым красноцветным образованиям советской и зарубежной Азии.

Средний эоплейстоцен. В ряде опорных геологических разрезов отложения среднего эоплейстоцена наращивают собою отложения нижнего, и связаны с ними фациально-генетическим единством. В других разрезах толщи этих двух горизонтов соприкасаются по линии размыва или прислонения. В обоих случаях, однако, их накопление происходило в неодинаковых климатических условиях.

На Центрально-Якутской низменности отложения среднего эоплейстоцена вместе с осадками нижнего образуют аллювиальную аккумулятив-

ную равнину (100-метровая терраса Лены и Вилюя, верхи ханчалинской свиты Нижне-Алданской мульды). Эти осадки ожелезнены и обладают охристой окраской. Имеющихся данных сейчас недостаточно, для того чтобы на основе визуальных наблюдений подметить различия в строении, составе, текстурах и генезисе этих отложений по сравнению с подстилающими и перекрывающими их. Можно отметить лишь меньшую интенсивность обохривания пород среднего горизонта. Спорово-пыльцевые анализы ханчалинских отложений констатируют преобладание в них пыльцы трав и кустарников. Среди древесных пород главенствуют сосна, береза, ель, ива, ольха. Таким образом, при сохранении типов отложений здесь, вероятно, произошло повышение сухости климата.

Южнее, в современной зоне тайги, одной из существенных особенностей аллювиальных отложений среднего эоплейстоцена является их фациальная сопряженность с делювиальными отложениями. Эти соотношения аллювия и делювия несомненно указывают на возросшую активность склоновых делювиальных процессов, что возможно лишь в условиях несплошного растительного покрова. Данные, подтверждающие развитие полуоткрытых ландшафтов — березово-сосновых лесов и степных пространств во время формирования аллювия VII террасы Ангары, Илама и других рек, уже были приведены. О полузасушливом климате, помимо этого, свидетельствует и появление пролювиальных фаций.

По р. Таймуре и на Нижней Тунгуске, у Большого Порога, С. М. Цейтлин (1964а) в прекрасных обнажениях описал досамаровские песчано-галечные и валунные отложения мощностью до 100 м, отчетливо разделяющиеся на три пачки. Нижняя и верхняя песчано-галечные пачки обладают всеми признаками аллювия; они косослоисты, обнаруживают местами закономерное сочетание аллювиальных фаций — русловой и пойменной. Средняя пачка имеет другой генезис. Слагающие ее валунники не сортированы, отличаются весьма неоднородной степенью окатанности, вплоть до плохой. С. М. Цейтлин пришел к выводу, что эта порода «... образовалась, по-видимому, в результате деятельности мощных бурных и, надо полагать, круто падающих потоков» (1964а, стр. 57). Н. В. Ренгартен, оценивая результаты механического анализа этих отложений, пришла к убеждению о близости источников сноса, а также о накоплении материала быстрыми и короткими водными потоками. По всему разрезу в связующем песчано-глинистом материале отмечается значительная примесь лимонита, отчего порода обладает характерной охристой окраской.

Анализ тонких фракций, выделенных из породы, показал, что глинистое вещество состоит из монтмориллонита с присутствием железистого минерала и кальцита. Судя по равномерной ожелезненности материала, Н. В. Ренгартен сделала вывод о сингенетичности накопления породы и процессов лимонитизации.

Приведенных сведений достаточно для утверждения о пролювиальном генезисе грубовалунных слабо отсортированных валунников. Поэтому, когда в соседней долине р. Енисея в буровых скважинах встречаются плохо окатанные галечники и валунники и на этом основании высказываются мнения о их ледниковой природе, то такие соображения не могут не вызывать сомнения.

В Прибайкалье среднеэоплейстоценовая толща визуально отличается от нижнеэоплейстоценовой лишь меньшей степенью обохривности, но преемственно сохраняет тот же генетический тип накоплений; в верхней части манзурской свиты — констративный аллювий, а в верхней части охристой свиты — пролювий, частично переотложенный в водоеме.

В Забайкалье, в описанном разрезе в низовье р. Итанцы, отложения рассматриваемого горизонта выражены уже типичными семиаридными фациями: буроватым мелкоземистым пролювием, может быть, селевого происхождения.

Таким образом, границы основных зон осадконакопления в среднем эоплейстоцене существенно не изменились. В северной зоне Сибири осадконакопление осуществлялось в условиях умеренно холодного, но главное более сухого климата, что при распространении полукрытых ландшафтов привело к активизации склоновых процессов и накоплению у подножий крутых склонов щебнисто-суглинистых делювиальных и, иногда, валунно-галечных пролювиальных образований. В целом обстановку осадконакопления можно назвать семигумидной.

К югу от линии Хамар-Дабан—северный фас Восточного Саяна в бассейне верхнего Енисея полностью сохранилась семиаридная обстановка осадконакопления, но настоящие красноцветные отложения здесь уже не обнаружены. Следует считать, что охлаждение климата сказалось и здесь.

К югу, на территории Монголии и Северного Китая, отложения, отвечающие среднему эоплейстоцену, неизвестны; вероятно, в последнем районе они соответствуют верхней части саньмэньской свиты. Поскольку она едина по составу слагающих пород (Ли Сыгуан, 1952; Лю Дуньшень и Чжан Цзун-ху, 1962), можно полагать, что среда осадконакопления в период ее образования также существенно не изменилась.

Верхний эоплейстоцен. Отложения верхнего эоплейстоцена во всей северной зоне осадконакопления выражены безраздельно господствовавшими аллювиальными фациями. Однако, в отличие от более древних речных образований, они не связаны с осадками аккумулятивных равнин, а образуют в долинах уровень одной или двух надпойменных террас умеренной ширины. Их толща образована нормальным перстративным аллювием, лежащим на высоком покое. В районах с устойчивой тенденцией к погружению в эоплейстоцене (Байкальский свод) разновозрастные осадки, подобно ангинской толще, образуют пачки констративного аллювия, перемежающиеся с осадками застойных водоемов, насыщенными раковинами теплолюбивых моллюсков, из которых наиболее показателен *Corbicula fluminalis*. Эти отложения лишь слабо обохрены, но в основном имеют табачно-серую окраску.

Застойные озерно-болотные осадки — характерные отложения в некоторых межгорных впадинах, в частности в Тункинской.

Всей северной зоне осадконакопления в течение верхнего эоплейстоцена был свойствен теплый гумидный климат, выражающийся в господстве указанных типов осадков и в лесном составе растительного покрова.

В южной зоне Сибири и Северной Монголии, как и в более раннее время, формировались пролювиальные и селевые шлейфы; разрез одного из них вскрыт у горы Тологой. В нем частично к среднему и к верхнему эоплейстоцену отнесена средняя толща, образованная палево-серыми плохо сортированными супесями, вмещающими остатки млекопитающих, сходных с формами из синантроповых слоев, а также красновато-бурая погребенная почва, венчающая их кровлю. Много общего с этим разрезом имеет описанное Д. Б. Базаровым (1965, 1962) обнажение близ улуса Додо-Гол на р. Уде.

В Южном Забайкалье осадки рассматриваемого горизонта принадлежат типичным семиаридным фациям, отличающимся сероцветной окраской, повышенной карбонатностью. И только в конце этого времени сформировалась степная красновато-бурая почва с явно выраженным горизонтом карбонатизации в основании и многочисленными кротовинами, заключающими остатки грызунов (Ербаева, 1965). На территории Монголии осадки верхнего эоплейстоцена не выделены из толщи антропогенных отложений, но в Северном Китае к ним, основываясь на фауне, более или менее уверенно можно отнести пещерные отложения в местонахождении синантропа — Чжоукоудянь (Pei, 1934; Teilhard, Le-gou, 1942). Совсем недавно остатки синантропа впервые были обнаруже-

ны в открытом местонахождении, в красно-бурых глинах, весьма схожих по описанию У Жу-кана (1964), с красноватыми глинами (Reddish clays).

Эти синантроповые слои, хотя и не являются аллювиальными образованиями, связаны, однако, с развитием речных долин. Судя по данным указанных авторов и других исследователей четвертичной геологии и фауны Северного Китая, одновременны этим слоям, по-видимому (в полном объеме или только частично), лёссовидные отложения нижнелишайского хуанту (Лю Дунь-шенъ и Джан Цзун-ху, 1962, Liu Tung-sheng, Chang Tsun-hu, 1964), заключающие многочисленные красновато-бурые почвы и содержащие общие элементы фауны млекопитающих как с синантроповыми слоями, так и с верхним эоплейстоценом Забайкалья.

В Южном Китае, по данным Н. М. Алексеева (1964), в течение всего эоплейстоцена, в том числе и верхнего, формирование отложений протекало в условиях тропического климата, продолжалось образование продуктов латеритного выветривания и шел процесс их переотложения в аллювиальные осадки.

На основе приведенных данных можно заключить, что к югу от северной зоны осадконакопления Сибири в верхнем эоплейстоцене располагалась область засушливого, периодически увлажняемого умеренно-теплого климата и накопления пролювиальных и селевых образований. Эту зону можно считать зоной развития сероцветной семиаридной формации. Помимо Забайкалья она обнимала, вероятно, Монголию, вплоть до ее южной границы. В бассейне Хуанхэ преемственно сохранялся тот же красноцветный тип осадконакопления. Эта зона может быть названа зоной красноцветной семиаридной формации. Область Южного Китая принадлежала гумидному теплему климату, в условиях которого формировалась латеритная формация.

Плейстоцен

Граница верхнего эоплейстоцена и плейстоцена была важным рубежом, отмеченным переломом в развитии климата, ландшафта, органического мира и типов осадконакопления. В плейстоцене образование осадков шло неодинаково в ледниковые и межледниковые эпохи, поэтому мы рассмотрим эти типы осадконакопления отдельно. Не вполне тождествен этот процесс и во время каждого из четырех оледенений Сибири, но различия в характере ледниковых перигляциальных и экстрагляциальных образований, отвечающих отдельным ледниковым эпохам, сейчас не могут быть достоверно установлены.

Ледниковые эпохи. Во внеледниковых областях умеренных широт осадконакопление проходило под сильнейшим воздействием холодного климата. Краевые образования покровных оледенений в Восточной Сибири широко не развиты. Здесь, например, почти нет задровых полей, а озерно-ледниковые отложения локализованы лишь в подтопленных долинах узкой полосы, оконтуривающей плато Путорана (Цейтлин, 1961). Осадки озерно-ледниковых бассейнов образованы ленточноподобными суглинками, супесями или тонкими песками с кальцитовыми или манганокальцитовыми конкрециями, распределенными по слоистости. Эти отложения характеризуются тундровыми спорово-пыльцевыми спектрами. По простиранию к югу они, по-видимому, как и в Западной Сибири (Архипов, Матвеева, 1964б), переходят в осадки перигляциального аллювия. Эта разновидность аллювия становится к югу от границ материкового оледенения господствующим типом накоплений речных долин.

Спорово-пыльцевые анализы перигляциальных отложений показали почти полную деградацию лесной растительности и резкое преобладание открытых пространств во время их накопления. Естественно, что это не могло не отразиться на интенсивности и характере склоновых процес-

сов, и действительно, перигляциальный аллювий в прибортовых частях долин часто вмещает линзы и целые шлейфы склоновых отложений. При-сутствие в них, так же как и в аллювии, реликтовых криогенных текстур, свидетельствующих о развитии глубокой сезонной или многолетней мерзлоты, более полно раскрывает механизм образования склоновых накоп-лений. Среди последних главнейшее место занимают делювиально-соли-флюкционные песчано-суглинистые отложения. У подножий крутых воз-вышенностей, сложенных массивными кристаллическими породами, на-пример траптами, гранитами и др., склоновые образования становятся щебнисто-глыбовыми, формируя резко обособленный горизонт. Нельзя не видеть в этом случае их прямую связь с интенсивным физическим вы-ветриванием скальных пород. Подобные же отложения формируются и на неровностях междуречий.

На равнинах Центрально-Якутской и Присаянской низменностей, в Минусинской котловине широко развиты мелкоземистые карбонатные, макропористые, крупнопылеватые суглинки или супеси лёссовидного об-лика. Чаще всего они принадлежат к склоновым отложениям, но иног-да входят и в состав перигляциального аллювия, составляя его верхний член, и в этом случае отличаются горизонтальной слоистостью и при-сутствием в фауне моллюсков пресноводных форм наряду с назем-ными.

Абсолютное господство этих типов антропогенных отложений кон-чается на уже упоминавшейся линии (оз. Байкал—долина Енисея на ши-роте Красноярска), разграничивающей северную и южную зоны осадко-накопления Сибири. В Забайкалье, особенно южном, наряду с перигля-циальным аллювием одним из главнейших типов отложений становится пролювий. Эти отложения образованы, как сообщалось, преимуще-ственно щебеночниками с песчано-суглинистым заполнителем, обломки в раз-личной степени испытали обработку в процессе переноса. Здесь широко распространенными становятся овражные лёссовидные образования. Склоновые отложения, также частично лёссовидные, не отличаются от их более северных разновидностей. Так же, как и в северной области, все типы осадков накапливались в условиях многолетней мерзлоты, хотя псевдоморфозы по ледяным клиньям менее часты, а их размеры значи-тельно меньше.

В МНР, судя по работам В. А. Обручева (1947а, б), В. М. Синицына (1962), Н. А. Маринова (1957) и др., основным типом плейстоценовых отложений является маломощная песчано-щебнистая порода, возникшая за счет выветривания коренных пород. В предгорьях Кентея и Хангая, а также в понижениях волнистого рельефа Гоби нередко озерные отло-жения третичного и антропогенного возраста, сложенные песками, час-то перевейанными и всхломленными в грядовые и бугристые дюны. В пре-делах горных областей во впадинах Западной Монголии и в Гоби имеют-ся прямые свидетельства существования во время оледенений многолет-ней мерзлоты. Е. В. Девяткин (устное сообщение) в 1964 г. наблюдал несомненные криотурбации в Котловине Больших озер в пачке мелкооб-ломочного материала, лежащего в основании нижнелейстоценовой озерной толщи. Этот же исследователь отмечает псевдоморфозы по ледяным клиньям глубиной до 6 м в низких террасах р. Тола в районе Улан-Батора; посткриогенные текстуры обнаружены также по рекам Ховд, Туингол и Байдарик-гол. А. Н. Минаев (1968) отмечает, что посткриогенные формы сохранились по всей территории МНР, включая и Южную Гоби.

О существовании многолетней мерзлоты в плейстоцене косвенно мож-но судить и по современному ее распространению (Цитович, 1950; Мари-нов и Толстихин, 1950). Естественно, что если мерзлота развита местами в настоящее время, то в условиях ледникового климата она имела не-сомненно большее распространение.

Еще далее к югу, в бассейне Хуанхэ, начинают доминировать отложения хуанту. В разрезе последнего нижнелишийский хуанту (сопоставленный нами с отложениями верхнего эоплейстоцена) по линии размыва лежит на ученском. Верхнелишийский хуанту уже не имеет характерной красновато-бурой окраски, как более низкие горизонты, а заключенные в нем погребенные почвы могут быть названы степными. Маланьский хуанту — это уже типичный лёсс, палево-серый, макропористый, вмещающий черноземные почвы и культурные слои ордоского палеолита.

Следовательно, так же, как в течение эоплейстоцена, в ледниковые эпохи на территории Внутренней Азии можно проследить зоны осадконакопления. Однако они другие не только по типам и фациям осадков, но и по положению в пространстве. Так, в пределах Восточной Сибири мы не видим четкого деления на две зоны, как раньше. Здесь прослеживается единая перигляциальная зона, захватывавшая, по-видимому, также и всю северную часть Монголии. В ней господствуют перигляциальные типы осадков, накапливавшихся в обстановке холодного климата и развития многолетней мерзлоты. Имеющиеся различия в осадках северной и южной частей этой зоны не принципиальны, но указывают, что на юге более широко развиты пролювиальные и овражные отложения, что свидетельствует о большей, чем на севере, сухости климата и резко выраженном сезонном распределении атмосферных осадков. Существующие различия дают основание выделить в пределах перигляциальной зоны осадконакопления две подзоны: северную и южную с границей между ними, проходящей по линии Красноярск — южное окончание оз. Байкал. Следовательно, прежняя межзональная граница стала границей лишь подзон. За их пределами простиралась зона эолового лёссонакопления Северного Китая, тесно связанная с процессами, развивавшимися в перигляциальной области. Поэтому лёссовые области Китая еще нельзя в полной мере отнести к экстрегляциальной зоне.

В Южном Китае, как это следует из данных М. Н. Алексеева, (1964), верхнеплейстоценовые отложения не несут признаков химического разложения, а мелкоземистые отложения отличаются слабой облессованностью и повышением содержания карбонатов. Осадконакопление осуществлялось здесь при некотором похолодании и возрастании сухости климата. Но только эту зону уже можно считать в подлинном смысле экстрегляциальной.

Межледниковые эпохи. Межледниковые отложения Восточной Сибири представлены главным образом нормальным аллювием, составляющим обычный нижний ярус в толщах плейстоценовых террас и состоящих из осадков русловой, пойменной и, в редких случаях, старичной фаций. Этот тип аллювия прослеживается от побережья Полярного бассейна до южных рубежей страны. В толщах покровных образований к межледниковым образованиям относятся погребенные торфяники, встречающиеся преимущественно в северных районах — в Приморской и Центрально-Якутской низменностях. Южнее разновозрастные горизонты склоновых отложений разделены погребенными почвами. Эти почвы наблюдались пока в области лесостепи и степи, может быть, поэтому они представлены только различными модификациями чернозема. В некоторых внутригорных впадинах, в толщах озерных отложений, выделяются наряду с доледниковыми и перигляциальными горизонты межледниковых осадков.

Вне зависимости от типа межледниковых отложений, они, за исключением Крайнего Севера, формировались в условиях умеренного климата без воздействия многолетней мерзлоты, на фоне развития лесного или лесостепного покрова. Все это свидетельствует о гумидном в основном типе осадконакопления.

В лёссовых районах Северного Китая во время межледниковий формировались горизонты погребенных бурых или степных черноземовид-

ных почв, что служит основанием для предположения о прекращении или значительном ослаблении процессов разветвления мелкозема в области Гоби и, следовательно, о развитии и здесь более или менее сплошного травянистого покрова.

Наличие в основании верхнелишыйского и маланьского хуанту слоистых песков, с которыми связаны памятники палеолита (Лю Дун-шень и Чжан Цзун-ху, 1962), указывает на некоторое увлажнение климата, усиление эрозийных процессов в течение межледниковых эпох.

Недостаточная полнота данных не позволяет определить тип осадко-накопления во время межледниковий за пределами СССР, но вряд ли могут возникнуть сомнения в его семиаридном характере.

К югу от р. Хуанхэ (Алексеев, 1964) в условиях теплого и, по-видимому, гумидного климата возобновлялись процессы химического выветривания, затухавшие во время оледенений, и формировались аллювиальные отложения и почвенные горизонты.

Изложенные данные, таким образом, показывают изменчивость в распределении типов и фаций отложений в пространстве в межледниковые и ледниковые эпохи плейстоцена. Эти вариации в типах осадко-накопления укладываются, однако, в закономерный ряд, свойственный только внутриконтинентальным областям Евразии и отличающийся от такого же ряда в Приатлантическом и Притихоокеанском секторах материка.

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЙ АЛЛЮВИЙ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Среди континентальных антропогенных образований аллювиальные отложения представляют собой один из наиболее распространенных и изученных типов. Несмотря на это, некоторые вопросы, связанные с восстановлением условий и механизма их накопления, с выделением в этой группе осадков естественных разновидностей и географических вариантов, освещены весьма недостаточно.

В настоящем разделе мы приведем имеющиеся данные для обоснования выделения самостоятельной разновидности речных отложений — перигляциального аллювия — и попытаемся установить его взаимоотношения с нормальным аллювием и с покровными образованиями.

В серии надпойменных террас главных рек внеледниковой зоны Восточной Сибири, прежде всего Енисея, Ангары, Подкаменной и Нижней Тунгусок, Лены и всех их более или менее крупных притоков, низкие террасы, имеющие разные абсолютные и относительные отметки, но обладающие одними и теми же порядковыми номерами, от I до IV (до V на Енисее), отличаются рядом своеобразных, но общих для них черт. Внимание всех исследователей останавливала, прежде всего, повышенная мощность их аллювиальных накоплений. В разрезе аллювия базальная русловая фация, почти всюду выраженная галечниками, имеет подчиненное значение, а толща кроющих ее осадков, напротив, главенствует. Эти осадки по положению в толще аллювия относились обычно к образованиям пойменной фации, что, как будто, согласовывалось и с их литологическим составом. Надрусловые осадки сложены тонкими глинистыми песками, супесями, суглинками, с прослоями более грубого материала, обладающими, в основном, горизонтальной слоистостью. Понятно, что при такой трактовке весь разрез аллювиальной толщи считался полифациальным, но в геологическом смысле одновозрастным. Однако по мере накопления фактических наблюдений и, прежде всего, проведения спорово-пыльцевого анализа, оказалось, что во множестве геологических разрезов плейстоценового аллювия наблюдается не один, а два типа спорово-пыльцевых спектров. Внизу, в песчаной или песчано-суглинистой породе, связывающей галечники, и иногда в лежащих непосредственно выше их горизонтально- или косослоистых песках эти спектры ха-

рактируются резким преобладанием пыли древесных пород. Здесь доминирует пыльца сосны, березы, лиственницы и темнохвойных древесных пород — ели, сибирского кедра и иногда пихты, а на крайнем юге Сибири, кроме того, и широколиственных (дуба, вяза, липы). Из этого следует, что низы аллювия плейстоценовых террас формировались в межледниковых условиях. К такому же выводу приводят находки раковин относительно теплолюбивых пресноводных моллюсков — анодонт и унионид.

В верхних частях плейстоценовых аллювиальных толщ спорово-пыльцевые спектры образованы, главным образом, пылью травянистых и кустарниковых растений, а пыльца древесных форм содержится в подчиненном количестве. Очевидно, верхние горизонты аллювия накапливались в безлесном ландшафте, а присутствие остатков тундровых растений и животных, а также криогенные текстуры определяют обстановку седиментации, как перигляциальную.

Получается, таким образом, что единая аллювиальная толща формируется в течение длительного времени, охватывающего две климатические фазы — межледниковую и ледниковую. Между тем, ни у кого не вызывает сомнения правильность представлений Е. В. Шанцера (1951, 1961), согласно которым в перстративную стадию аллювиальная аккумуляция на дне долины осуществляется путем смещения реки в результате меандрирования. «Толща руслового аллювия, — писал Е. В. Шанцер, — наращивается путем последовательного прислонения все новых и новых слоев, налегающих сбоку на наклонную поверхность отмели по мере смещения русла в сторону вогнутого берега» (1961, стр. 190). Вследствие этого каждый сегмент пойменного аллювия отлагается одновременно и в вертикальном разрезе не может быть разновозрастным.

Конечно, можно предположить, что спорово-пыльцевые спектры межледникового типа частично обязаны своим возникновением переотложению, и те их компоненты, которые отражают лесную обстановку осадконакопления, заимствованы из других, более древних отложений. Косвенным доводом в пользу такого взгляда служит принадлежность межледниковых спектров к той части аллювиальной толщи, которая накапливалась в фазу активной переработки дна и бортов долины и, естественно, могла обогащаться материалом размываемых отложений. Однако такое предположение вряд ли можно считать оправданным, так как указанная особенность в распределении двух типов спорово-пыльцевых спектров не случайна, а представляет собой устойчивую закономерность, повторяющуюся в разных речных бассейнах, при весьма различном составе и возрасте развитых здесь отложений. Такие же лесные спектры извлекаются не только из осадков русловой фации, но из накоплений фации отшнурованных стариц, заполнение которых существенно не отличается от заполнения озер и происходит без переработки окружающих берегов. Кроме того, отвергая синхронность межледниковых спектров осадкам, необходимо сделать заключение, что аллювиальные толщи отлагаются только во время оледенений, хотя хорошо известно, что и в послеледниковое время, в течение голоцена, в долинах полностью развились несколько уровней поймы, представляющих классический образец перстративных аллювиальных толщ.

Из изложенного видно, что для истолкования условий образования плейстоценовых аллювиальных толщ повышенной мощности следует найти новое объяснение.

Если обратиться, например, к приведенному уже описанию III (25-метровой) террасы р. Иркут у с. Максимовщина, то можно видеть, что аллювиальная толща (т. е. весь разрез за исключением слоев 1 и 2) имеет мощность около 18 м. Между тем глубины плесов р. Иркут при выходе ее из Саянских гор не превышают 3—4 м, а наибольшие высоты па-

водков — 4—5 м. Следовательно, нормальная мощность аллювия здесь не должна была бы превышать 7—9 м. Фактически же имеется избыточная мощность почти в 10 м.

Спорово-пыльцевые спектры получены только для нижней части разреза (см. рис. 30) и имеют межледниковый характер. По положению в разрезе антропогенных отложений эту часть аллювия мы отнесли к мессовскому межледниковью. Выше по разрезу споры и пыльца не обнаружены, но накопление осадков происходило в условиях холодного и сухого климата. Об этом можно судить по экологии угнетенных гастропод, обычных в лёссовых отложениях, и по лёссовидному характеру тонких слоистых осадков. Соответствующую часть аллювия мы отнесли к тазовскому ледниковому горизонту. Если обратиться к разновозрастным аллювиальным отложениям, образующим в долине среднего течения р. Енисей IV надпойменную террасу высотой 35—40 м, то и здесь можно проследить те же закономерности. Судя по данным С. П. Горшкова (1962а, б), З. В. Алешинской и др. (1964) и личным наблюдениям автора, в прекрасных обнажениях в районе г. Красноярска видно, что галечники русловой фации аллювия уходят под ее межженный урез. Мощность аллювия, таким образом, достигает 30—40 м. Между тем средняя глубина плесов Енисея выше устья Ангары равняется 5—7 м, а наибольшая высота паводков здесь не превышает 6—7 м. Из этих цифр следует, что нормальная мощность аллювия Енисея не должна превышать 11—14 м. Действительная же мощность накоплений Енисея на уровне IV террасы превышает расчетную более чем вдвое.

Находки в аллювии IV террасы ископаемой фауны млекопитающих, моллюсков, наблюдения над распределением мерзлотных текстур дали основания С. П. Горшкову (Горшков, Рыбакова, 1964) прийти к выводу, что климатические условия во время формирования отдельных горизонтов аллювия были неодинаковыми. Галечниковые отложения охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами, указывающими на господство в составе растительности темнохвойных пород при большом содержании пыльцы древесных в общем составе и сравнительно теплый межледниковый климат. Об этом же свидетельствуют и находки раковин анодонт в обнажении у с. Ермолаево. Однако уже верхние горизонты галечников испытали влияние многолетней мерзлоты, выразившееся в криостатических смятиях, воздействовавших также и на осадки фации прирусловой отмели. В вышележащей толще, представленной главным образом мелкозернистыми песками и лёссовидными супесями и суглинками, сохраняющими слоистые текстуры аллювиальных отложений, А. Я. Литвинов (1962) наблюдал три генерации псевдоморфоз по ледяным жилам. В кровле галечников этот исследователь видел только нижние концы клиньев их третьей сверху ископаемой системы. Результаты спорово-пыльцевого анализа, хотя и не всегда достаточно ясно, все же указывают на преобладание безлесных ландшафтов при присутствии таких ксерофитов, как эфедра, полынь и др. Все это вместе с другими данными позволяет низы толщи датировать мессовским межледниковым временем, а верхи — ледниковым, тазовским.

Долина такой крупной транзитной реки, как Енисей, заложенная в разных структурно-климатических зонах, испытывала в плейстоцене (как и сейчас) влияние весьма разных факторов, определяющих ее гидрологический режим.

Для решения поставленной в этом разделе задачи, может быть, большее значение имеют реки, долины которых целиком заложены в одной климатической зоне и гидрологический режим которых свободен от непосредственного влияния талых ледниковых вод. К числу таких рек, несомненно, относится река Илим, имеющая протяженность не более 300 км, текущая в широтном направлении. Ее III надпойменная терраса поднимается на 18—20 м над межженным урезом воды. Рассмотрим обна-

жение аллювия, наблюдавшееся напротив верхнего конца с. Нижне-Илимск:

	Мощность, м
1. Почва (подзол)	0,3
2. Песок мелкозернистый, коричневато-бурый, однородный, неслоистый	0,3
3. Погребенная почва подзолистого типа, развитая на песке с маломощным гумусным горизонтом и железо-марганцовистыми стяжениями в горизонте вымывания. В основании слоя кремневые отщепы и керамика раннего неолита	0,2
4. Песок мелко- и среднезернистый, буровато-серый, слабоглинистый, однородный, неяснослоистый; в средней части слоя вклинены неправильные линзовидные прослойки промытого серого песка. Сверху вниз песок становится более грубым	3,7
5. Песок мелкозернистый, желтовато-серый, слабоглинистый, грубо горизонтальнослоистый. В отдельных прослоях видна пологоволнистая слоистость. Встречаются толстые короткие линзы крупного промытого серого песка. Граница с нижележащим слоем неясная	7,0
6. Песок мелкозернистый, однородный, светло-серый, более тонкослоистый	5,2
7. Галечник мелкий, преимущественно хорошо окатанный, из кварца, кремня и местных песчаников, алевролитов и долеритов, связанный разнозернистым слабоглинистым песком	1,0
8. Песчаники и аргиллиты ордовика	

В этом разрезе галечник, лежащий с размывом на коренных породах (слой 7), и находящийся выше песок, отличающийся правильной и сравнительно тонкой слоистостью (слой 6), мы считаем нормальным аллювием р. Илим. Что касается вышележащей (слои 4, 5) волнисто-слоистой с линзами и пакетами песка толщи, то она представляет собою перигляциальный аллювий. Песок, покрывающий погребенную почву, молодой, может быть, современный, поскольку с почвой связан богатый культурный слой неолита (кострища, орудия, отщепы, кости и т. д.). Такие же повышенные мощности аллювия низких террас можно видеть и на другой реке, не имевшей ледникового питания — р. Ката (рис. 93).

Разрез нормальных и перигляциальных аллювиальных отложений III надпойменной террасы р. Чикой наблюдался нами в среднем течении этой реки, на ее правом берегу, в 1,3 км выше устья речки Холый:

	Мощность, м
1. Плохо сформированная почва	0,1
2. Песок мелкозернистый, желтовато-серый, однородный, хорошо проветренный, со следами косой слоистости	0,6
3. Погребенная почва подзолистого типа	0,4
4. Песок мелкозернистый, серовато-желтый, слабоглинистый, горизонтальнослоистый	2,6
5. Песок, насыщенный до половины мелким угловатым щебнем. Его подстилает в нижней по течению части обнажения землисто-серый обожженный суглинок, затронутый интенсивными деформациями, с амплитудой нарушений более 1 м	1,0
6. Песок разнозернистый, серовато-желтый, слабоглинистый, рыхлый и сыпучий. В крупных пачках мощностью 0,6—0,8 м обнаруживается его горизонтальное залегание. Такие пачки разделяются прослоями тонкозернистого сильноглинистого песка толщиной 10—20 см. Внутри горизонтальных пачек песок косослоистый с включением тонких прослоев мелкого полуокатанного щебня	2,5
7. Слоистый угловатый гравий, перемежающийся с песком, слоистость косая, со слабым наклоном по течению реки	2,0
8. Песок мелкозернистый, глинистый, однородный, без крупного обломочного материала	1,9
9. Перемежаемость песка разнозернистого, промытого, рыхлого, с таким же песком, содержащим до 50% гравия и мелкой гальки. Мощность прослоев 5—30 см	1,7
10. Осыпь — до межженного уреза реки	3,8

У верхнего конца обнажения видно, что в основании аллювиальной толщи на высоте 0,3 м выше горизонта воды лежит цоколь, образованный красноцветными щебнистыми глинами нижнего эоплейстоцена.

Нормальная мощность аллювия в среднем течении р. Чикой должна составить не более 8—10 м. Фактическая избыточная мощность в приведенном обнажении (и в других) равна, следовательно, 5—7 м. Верхняя часть аллювия обладает грубой волнистой слоистостью (см. рис. 65), в нем нередко наблюдались криогенные смятия. У устья р. Горхо спорово-пыльцевая диаграмма разреза аллювия (см. рис. 66) показывает, что во время его накопления господствовала безлесная перигляциальная растительность с кустарниковой березкой и высокоширотными и альпийскими плаунами.

Для того чтобы дополнить картину строения аллювиальных толщ низких террас, приведем еще один разрез II надпойменной террасы р. Белой. Он наблюдался при пересечении Московского тракта с этой рекой, в карьере, заложенном на левом берегу, на бровке II надпойменной (14—16 м) террасы, занимающей значительную площадь в средней части мальтинской излучины:

	Мощность, м
1. Почва степная с маломощным гумусным горизонтом, но хорошо выраженным горизонтом карбонатизации и ходами землероев	0,3
2. Супесь тонкая палево-серая, пористая, неслоистая, с рассеянными включениями карбонатов, в целом лёссовидного облика. Постепенно переходит в следующий слой	1,2
3. Песок мелкозернистый, палево-серый, глинистый, однородный, слоистый. Слоистость выражена чередованием слоев более глинистого буроватого и сравнительно промытого серого песка, мощностью 2—5 см. В некоторых интервалах слойки комбинируются в тонкий слой однородного материала; границы слоев неровные, с изгибами, вероятно в результате вытаивания прослоев сегрегационного льда. Пачки глинистого песка образуют карнизы в обнажении. В толще слоя обособляются, кроме того, линзы коричневатобурого грубого суглинка, протяженностью до нескольких метров и мощностью 2—3 см	2,9
4. Песок среднезернистый, неоднородный, с примесью мелкозернистого, глинистый, коричневатобурый, без признаков слоистости. В средней части включает четко обособленный прослой (толщиной 20—30 см) белого карбонатного вещества землистой структуры. Благодаря контрастности окраски хорошо видно, что весь слой интенсивно затронут мерзлотными деформациями криостатического типа. Амплитуда сложных взвихрений достигает 1 м. Мощность карбонатного прослоя составляет 10—20 см. В складках она возрастает до 30—50 см. Весь слой от кровли к подошве пронизан псевдоморфозами по ледяным клиньям, выполненным лёссовидным суглинком. Непосредственно под прослоем карбонатного вещества частично с пустотами найдена челюсть <i>Citellus undulatus</i> (определение В. С. Зажигина). Слой обнаруживает слабый общий наклон к реке. Контакт с нижележащим слоем также постепенный	2,2
5. Тонкое горизонтальное переслаивание двух разновидностей песка, варьирующих по степени глинистости и окраске. Толщина слоев — 1—2 см. По узким и коротким (до 0,5 м) клиновидным трещинам (вероятно, трещинам усыхания) внедряется порода вышележащего слоя. В верхней части выделяются кротовины диаметром 4—6 см, выполненные ярко-бурым песком	1,2
6. Переслаивание сильно глинистого буровато-серого песка с песком менее глинистым, светло-серым, рыхлым и промытым, с преобладанием первой разновидности	1,8
Нижняя часть аллювиальной толщи террасы не вскрыта.	

В приведенном сложном обнажении, кроме последнего слоя 6, вся остальная часть разреза образована в перигляциальных условиях. Слои 2, 3 и 5 представляют собой довольно типичный перигляциальный аллювий, а порода слоя 4 — субэральные накопления, вероятно, делювиально-солифлюкционного происхождения. Об этом, помимо текстурных особенностей, свидетельствует наличие кротовин и находка в них остатков грызунов.

Столь же показателен разрез аллювиальных отложений II террасы р. Белой (ниже устья речки Магой), который уже приводился. В нем речные накопления начинаются со слоя 3. Мелкозернистые и тонкозернистые пески, сочетающиеся в различных комбинациях слоев 3—7, и суглинок слоя 8 относятся к перигляциальному аллювию, а пески слоев

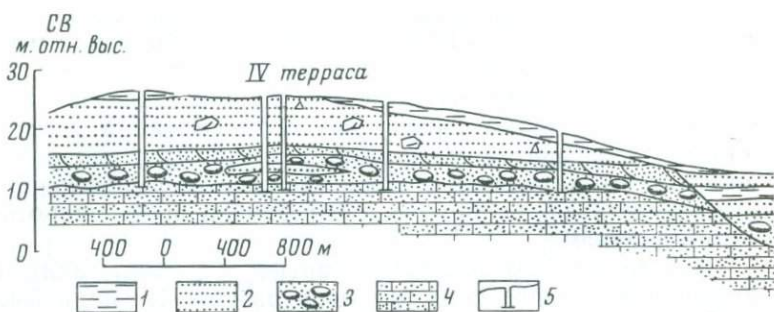


Рис. 93. Геологический профиль левого склона долины р. Каты в 7,2 км ниже устья р. Поливо

1 — глина, суглинок; 2 — песок; 3 — галечник; 4 — песчаник, 5 — шурфы

9—11 (внизу с галькой) образуют нормальный аллювий. Слой 10 нарушен наложенными криостатическими деформациями (см. рис. 35). По простираанию этого обнажения в различных горизонтах верхней и средней части отмечаются маломощные торфяники и заторфованные илистые суглинки, в свою очередь криотурбированные наложенными мерзлотными смятиями (см. рис. 34).

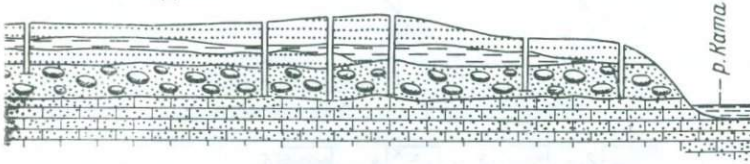
И здесь, так же, как и в других местах, осадки реки Белой с мерзлотными нарушениями, охарактеризованные холодолюбивой флорой и спорово-пыльцевыми спектрами, имеют значительную мощность, и в целом почти вдвое превышают нормальную мощность аллювия этой реки.

Из разрезов, приведенных как в данном разделе, так и в главе II, можно вынести вполне определенное заключение, что плейстоценовые террасы, как правило, состоят из двух пачек разновозрастного аллювия. Нижняя пачка построена по типу современных пойм, т. е. является примером типичного перстративного аллювия, многократно описанного в литературе (Шанцер, 1951, 1961; Лаврушин, 1963 и др.). Верхняя пачка аллювия обладает рядом своеобразных черт, не позволяющих отождествить его с нормальным аллювием. Суммируем данные о его наиболее характерных чертах.

Перигляциальный аллювий залегает обычно на нормальном аллювии, наращивая разрез плейстоценовых террас.

В отличие от нормального аллювия, в котором механическая дифференциация материала в аллювиальном процессе выражена в образовании фаций — русловой, пойменной, старичной, в перигляциальном аллювии деление разнокалиберного обломочного материала осуществляется в переслаивании пород различного состава — галечников и щебеночников, песка, супеси, суглинка. Все же господствуют мелкозернистые глинистые пески. Однородные разновидности этих отложений нередко содержат линзы, гнезда и карманы других, более тонких или, напротив, грубых разновидностей. Иногда в толщу включаются крупные необработанные глыбы массивных изверженных или осадочных пород. Местами прослеживается вклинивание склоновых щебнисто-глыбовых отложений в аллювиальные и постепенное возрастание сортировки. Среди щебня нередко обломки, подвергнувшиеся эоловой обработке (ветрогранники). Толща перигляциального аллювия обладает в основном горизонтальной или пологоволнистой слоистостью. Наблюдается общий слабый ее наклон от бортов к центру долины. Косослонистые текстуры встречаются как исключение. На всех уровнях толщи развиты криогенные деформации, свидетельствующие о ее формировании в условиях многолетней мерзлоты. В распределении этих текстур наблюдается некоторая закономерность; в нижних горизонтах толщи чаще встречаются складчатые формы — «инволюции» криостатического или солифлюкционного типа, в верхних — трещинные формы (псевдоморфозы по ледяным жилам,

II терраса



грунтовые жилы, трещины усыхания). В тонких по механическому составу осадках на всех уровнях можно видеть текстуры, образовавшиеся в результате вытаивания сегрегационных льдов.

В верхней части толщи перигляциального аллювия лежат лёссовидные отложения, обладающие обычно ясной горизонтальной слоистостью. Она теряется лишь под современной почвой, где эти отложения приобретают столбчатую отдельность.

Несомненные следы прерывистого накопления перигляциального аллювия и вывода поверхности его аккумуляции в субэриальную среду зафиксированы горизонтами погребенных почв или погребенными торфяниками. Первые почти всегда представлены степными разновидностями со слабо выраженным гумусным слоем и сильной карбонатизацией, вторые, как правило, отличаются малой мощностью, включением слоев минерального вещества.

Ископаемая фауна и флора из рассматриваемых толщ типична для перигляциальных биоценозов. Почти все остатки млекопитающих, число находок которых в Восточной Сибири достигает многих тысяч экземпляров, извлечены именно из перигляциального аллювия. Наземные моллюски отличаются угнетенным обликом и по составу относятся к так называемому «лёссовому комплексу». Остатки флоры из торфяников принадлежат растениям тундрового или лесотундрового фитоценозов, в согласии с чем находятся и данные спорово-пыльцевого анализа. Последние, кроме того, указывают, что на отдельных территориях была распространена «холодная степь».

Перигляциальный аллювий (кроме I террасы) несет на себе покровные, иногда многоярусные образования, представленные чаще всего лёссовидными неслоистыми отложениями. Указанные особенности строения плейстоценовых террас графически изображены на рис. 94.

Идея о продолжительном времени накопления плейстоценового аллювия повышенной мощности, охватывающем по крайней мере две климатические фазы — теплую и холодную, — не нова. О двучленном строении аллювиальных толщ террас внеледниковой области Европы писали ранее Х. Удлюфт (Udluft, 1934), Л. Тревисан (Trevisan, 1949) и др. По этому вопросу имеются суждения и в ряде более поздних работ отечественных и зарубежных авторов. Сошлемся для примера на А. И. Москвитина, Г. И. Горецкого, К. В. Никифорову, Н. В. Ренгартен и Н. А. Константинову, С. А. Архипова, Вл. Шибраву, В. Лясковскую.

А. И. Москвитин (1958, стр. 84) при характеристике геологического строения IV надпойменной террасы Волги отметил весьма своеобразные особенности ее аллювия. «Нижний ярус имеет состав и мощность более обычные для современных пойменных отложений, отличаясь от них только постоянным горизонтом общего заиления долины — довольно мощным слоем илов, образующих верх яруса.

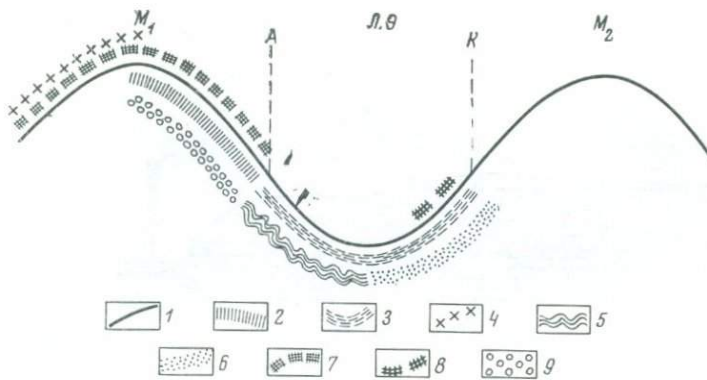


Рис. 94. Схема осадконакопления в речных долинах в течение климатического цикла «межледниковье — оледенение»

1 — условная термическая кривая; 2 — накопление нормального аллювия; 3 — накопление перигляциального аллювия; 4 — время преобладающей эрозии; 5 — господство склоновых процессов; 6 — накопление лёссовидных отложений; 7 — образование межледниковых почв; 8 — образование межстадиальных почв; 9 — образование аллювиальных россыпей; M_1 — первое межледниковье; M_2 — второе межледниковье; Л. Э. — ледниковая эпоха; А — анагляциал; К — катагляциал

Верхняя аллювиальная свита IV террасы отличается от обычного состава современного аллювия рядом специфических черт строения, литологии и фауны, указывающих на совершенно особые, отличные от современных условий, накопления этого яруса древнего аллювия на равнинах Заволжья».

Рассматривая далее состав спорово-пыльцевых спектров нижней и верхней аллювиальных свит, А. И. Москвитин приходит к выводу, что формирование нижнего яруса аллювия террасы заканчивалось в условиях произрастания однообразных сосново-березовых лесов с примесью ольхи и ели. Время окончания накопления илов ознаменовалось дальнейшим похолоданием и сменой лесов лебедово-разнотравными лугами с польнью, впоследствии вообще деградировавших и оставивших голую, незадернованную местность. «На них при ярко выраженном воздействии мерзлоты протоки и разливы рек наматывали пески и иловатые супеси, слагающие верхний ярус аллювия IV террасы» (1958, стр. 92). В разрезе IV террасы Волги выше уреза реки выступают и были проанализированы лишь самые поздние межледниковые слои, которые, вообще говоря, можно считать и раннеледниковыми. Поэтому четкого двучленного строения аллювия террасы здесь увидеть нельзя.

Приведенные выше признаки перигляциального аллювия весьма близки к признакам, которые были указаны Г. И. Горецким (1958, стр. 16) для так называемых половодно-ледниковых (или просхозогляциальных) отложений. Половодно-ледниковые осадки отложены, — по мысли этого автора, — реками Русской равнины, гидрологический режим которых складывался в значительной степени за счет талых ледниковых вод, «...периодически (в изменяющихся объемах), поступающих в ложбины стока и свободно, хотя и замедленно, стекающих к югу».

Однако наряду со значительным сходством между половодно-ледниковыми отложениями Русской равнины и перигляциальным аллювием внеледниковой зоны Сибири имеется и весьма существенная разница. Первые, как считает Г. И. Горецкий, формировались за счет выносимых тальми водами отложений ледника, а местные делювиальные и пролювиальные отложения играли второстепенную роль; они лишь сопровождали половодно-ледниковые отложения в их краевых частях. Вторые же целиком или главным образом накапливались за счет местного материала. Действительно, судя по многим (частично приведенным в данной работе) геологическим разрезам, перигляциальные аллювиальные отло-

жения выполняют долины рек, ледниковая составляющая стока которых либо совершенно незначительная (реки Белая, Чикой), либо вовсе исключается (Илим, Ката, Подкаменная Тунгуска, верховья Нижней Тунгуски и т. д.), так как сток их формировался совершенно без участия талых ледниковых вод.

Следовательно, описанные аллювиальные отложения нельзя отождествлять с половодно-ледниковыми, хотя в механизме их отложения имеется, по-видимому, много общего. К. В. Никифорова, Н. В. Ренгартен и Н. А. Константинова (1965) в опыте формационного анализа антропогенных отложений юга Европейской части СССР выделили в составе лёссовой формации озерно-пойменные фации аллювия, считая, что накопление соответствующих осадков обусловлено мутностью потоков и специфическим гидродинамическим режимом рек при развитии многолетней мерзлоты и другими условиями перигляциальной обстановки осадконакопления.

В Центральной Европе, судя по данным В. Шибравы (Sibrava, 1964) и В. Лясковской (Laskowska, 1962), плейстоценовый аллювий, приуроченный к одной морфологически выраженной речной террасе, складывается из двух толщ. Так, на реках, дренирующих Чешский массив и предгорья Карпат, галечники двух аллювиальных генераций (древней и молодой) отличаются петрографическим составом. Галечники нижнего горизонта состоят из пород, принесенных издалека, и отличаются лучшей степенью водной обработки. Эти осадки замещаются в экстрагляциальной области псаммитовыми и пелитовыми отложениями и покрываются хорошо сформированной погребенной почвой.

В песчано-галечных отложениях верхней (молодой) аккумулятивной фазы господствует местный, слабо обработанный материал. В области покровного оледенения эта толща смыкается с отложениями ледникового комплекса. Рассматривая строение II террасы в среднем течении р. Вислы, В. Лясковская различает в ней две «серии». «Первая соответствует теплomu периоду ээмского интергляциала, а вторая — холодному периоду балтийского оледенения» (1962, стр. 219). Верхняя аллювиальная серия смыкается на бортах с отложениями, которые в советской литературе называются склоновыми. Среди них этот автор различает оползневые, солифлюкционные и делювиальные.

В приледниковой части долины Енисея аллювиальная свита, построенная по типу современных пойм и относящаяся к казанцевскому межледниковому горизонту, не образует, по С. А. Архипову (1964), морфологически выраженной террасы; она оказывается погребенной под осадками подпрудного озерно-ледникового бассейна или под зырянской мореной. Здесь, таким образом, с полной отчетливостью, видно, что часть разреза, соответствующая перигляциальному аллювию, непосредственно замещается отложениями ледникового комплекса. Такие же соотношения можно проследить на примере туруханского аллювиального горизонта и перекрывающих его озерно-ледниковых отложений самаровского ледникового горизонта. На основе этих данных С. А. Архипов пришел к выводу о том, что «...аллювий енисейских террас формировался почти непрерывно, видоизменяясь под влиянием климата. В его составе имеются как межледниковые, так и ледниковые слои, характеризующие этап деградации, умирание речной сети. Главной составляющей аллювиальных свит является их межледниковая часть» (1964, стр. 42). Разделяя приведенное мнение о расчленении аллювиальных толщ и их соотношении с ледниковыми отложениями, нельзя, однако, считать универсальным положение о деградации речной сети во время оледенения. Это положение оказывается верным лишь для той более или менее узкой приледниковой полосы, которая подтапливалась подпрудными водоемами и где, естественно, полностью парализовалась эрозионная и аккумулятивная деятельность рек. Но эта деятельность продолжалась за пределами

озерно-ледниковых бассейнов с преобладанием аккумуляции в течение всего времени оледенения. Нельзя также сказать, что межледниковый аллювий является «главным» с точки зрения мощности или продолжительности его накопления. Обе разновидности плейстоценового аллювия — нормальный и перигляциальный — одинаково главные.

Установив в общих чертах сходство в строении и во времени образования плейстоценового перигляциального аллювия в Центральной Европе, на Русской равнине и в Сибири, обратимся к вопросу о существовании его современных аналогов. При этом нельзя не обратить внимания на известное сходство перигляциального аллювия с современным аллювием рек субарктического пояса, обладающих «индигирским» типом гидрологического режима. Такой режим свойствен рекам указанной ландшафтно-климатической зоны, часть бассейна которых лежит в горах. Типична в этом отношении Индигирка. В течение летнего периода на реках с подобным режимом происходят неоднократные подъемы и спады после четко выраженного весеннего паводка. В зимнее время небольшие реки полностью промерзают или резко сокращают сток, и их эрозийная и аккумулятивная деятельность сводится практически к нулю. Сток Индигирки осуществляется за счет атмосферных осадков (дождя и снега), таяния ледников в горах и наледей в долинах, а также вод, поступающих при таянии многолетней мерзлоты (Лаврушин, 1963). Из-за малой величины снежного покрова, многочисленных озер и болот сток Индигирки в общем зарегулирован. Благодаря этому паводки растянуты во времени и не отличаются высоким подъемом уровня воды.

Весьма сильно Индигирка отличается от других рек величиной твердого стока взвешенных наносов. Приведем сравнительные данные для некоторых рек Сибири (табл. 4), заимствованные из работы Г. В. Лопатина (1952).

Таблица 4

Твердый сток некоторых рек Сибири

Река	Площадь водосбора, тыс. км ²	Средний сток			Средняя мутность реки, г/м ³	Средняя минерализованность реки, г/м ³	Соотношение мутности и минерализованности
		воды, км ³	взвешенных наносов, млн. т	растворенных веществ, млн. т			
Енисей	2599	543	11,0	29,5	20,0	54	0,4
Хатанга	346,1	(101)	(1,4)	9,5	(14)	94	0,15
Лена	2455	488	(11,7)	41,3	(24)	85	0,3
Яна	244,7	31	3,1	0,96	(100)	31	3,2
Индигирка	360,4	57	(8,5)	3,23	(150)	89	1,7
Колыма	644,1	120	(4,7)	355	(39)	30	1,3

Как следует из приведенной таблицы, средняя мутность Индигирки более чем в семь раз превышает этот показатель в р. Енисей, около шести раз — в Лене и четырех раз — Колыме. Вполне очевидно, что перегруженность речного потока твердым материалом не могла не отразиться на характере аккумуляции аллювия. Ю. А. Лаврушин (1961, 1963) отмечает, что это обстоятельство выражается в ином соотношении аллювиальных фаций, чем в эталонном типе — аллювии равнинных рек умеренного пояса. В современном аллювии Индигирки резко преобладает русловая фация аллювия, который имеет констративное строение. «В результате последовательного смещения русла на более высокие уровни по мере заполнения долины происходит в первую очередь накопление руслового и в меньшей мере — пойменного и старичного аллювия», — отмечает Ю. А. Лаврушин (1961б, стр. 202). Благодаря этому происходит сильное дробление русла Индигирки на рукава, а пойма достигает ши-

рины 25—50 км. Пропускная способность этих протоков оказывается достаточно большой и прохождение через них паводковых вод не сопровождается большим подъемом уровня реки. Уровень растет только в суженных участках долины, где появляются зачатки осадков пойменной фации.

Рассматривая механизм накопления индигирского аллювия в условиях речного потока, перегруженного взвешенным материалом, Ю. А. Лаврушин, вслед за Г. В. Лопатыным, полагает, что при определенном соотношении скоростей течения может возникнуть движение наносов сплошным слоем волочения. Поэтому диагональная слоистость, обычная для руслового аллювия и обязанная своим возникновением дюнной форме волочения наносов, при этом не возникает.

О механизме накопления плейстоценового перигляциального аллювия нельзя, естественно, судить с такой же определенностью, как о современном аллювии. Текстурные особенности перигляциального аллювия, а именно его горизонтальная или слабоволнистая слоистость, отсутствие деления на фации русла и разлива позволяют думать, что эти осадки, подобно накоплениям современной Индигирки, отложены реками, перегруженными обломочным материалом, преимущественно мелкоземом. Накопление аллювия происходило в потоке с ламинарным характером течения, отчего диагональная, косая слоистость, отражающая турбулентность движения воды современных рек (Шанцер, 1961), здесь не прослеживается. Благодаря этому речные потоки в значительной степени утрачивают способность к эрозии, а речные долины вступают в фазу преобладающей аккумуляции.

Все представления об аллювиальном процессе в долине Индигирки и на Приморской низменности вообще исходят из положения о безграничной возможности фуракации ее русла. Другие условия, несомненно, существовали при осадконакоплении в нешироких и умеренно широких речных долинах, ограниченных высокими берегами, сложенными плотными горными породами. В таких долинах фуракация русел хотя и наблюдается всегда, однако ограничена в пространстве. Поэтому разгрузка водотока от взвешенного и влекомого материала осуществляется за счет его отложения в тальвеге, причем река выходит по своим наносам на все более высокие уровни. Понятно, что в подобных условиях идет энергичное обваловывание берегов и образование других аккумулятивных неровностей, среди которых периодически незаливаемые участки становятся ареной торфонакопления или эфемерного почвообразования. Недостаток пространства при этом не способствует формированию крупных внутриваллиновых понижений, вследствие чего в рассматриваемых отложениях не встречаются осадки лайдового, в понимании Ю. А. Лаврушина, типа. Можно, следовательно, считать, что накопление перигляциального аллювия, несомненно, происходит по констративному типу. Однако, поскольку этот термин применяется в настоящее время для обозначения процесса наращивания аллювия под воздействием тектонического опускания, возникает вопрос о целесообразности его употребления для случая, вызванного исключительно климатическими причинами. По-видимому, необходимо либо расширить область его применения, либо ввести новое понятие. Таким образом, плейстоценовый перигляциальный аллювий и современный аллювий некоторых рек субарктической зоны, отличающихся большими значениями твердого стока, имеют определенные черты сходства. Их объединяет монофациальный, в общем, состав осадков, констративный тип строения, формирование в условиях многолетней мерзлоты; им сопутствуют арктические зооценозы, сходный состав растительного покрова. Однако между ними нельзя не видеть и существенной разницы. Перигляциальный аллювий обладает в общем большей мощностью, в нем практически не прослежены осадки старичной фации и зачаточные пойменные отложения, но часто присутствуют лёссовидные образования, не известные в современных отложениях. Ре-

ликовые льды сохранились лишь в полярных районах, а южнее об их былом существовании свидетельствуют только соответствующие криогенные текстуры. Состав фауны млекопитающих является общим лишь в той мере, в которой современная арктическая фауна имеет общие элементы с плейстоценовой. Вполне очевидно поэтому, что перигляциальный аллювий нельзя свести к типу современного аллювия Крайнего Севера. Отсутствие его современного аналога не может вызывать удивления, так как и некоторые типы осадков — лёссы и лёссовидные отложения, например, не имеют точного подобия в географической среде послеледникового времени.

Не является перигляциальный аллювий вполне тождественным доледниковому, межледниковому или послеледниковому констративному аллювию. От этого аллювия он отличается теми же признаками, а именно присутствием льда или текстурами, возникшими в результате его вытаивания, лёссовидными осадками, наличием остатков организмов, приспособленных к существованию в холодном климате. Однако от констративного аллювия, возникшего в условиях тектонического погружения и ледникового климата, перигляциальный аллювий будет, по-видимому, отличаться незначительно. Но под таким углом зрения эти конвергентно сходные толщи еще не анализировались.

Применительно, однако, к рекам Восточной Сибири и прежде всего Средне-Сибирского плоскогорья, в долинах которых толщи перигляциального аллювия ритмически чередуются с межледниковыми толщами, предположение о тектонической природе накопления «холодного» аллювия не может признаваться удовлетворительным. В этом случае следовало бы поставить проявления тектоники в зависимость от наступления холодного климата, с чем согласиться невозможно.

Перигляциальный аллювий представляет собой совершенно самостоятельную и обособленную разновидность осадков в группе аллювиальных отложений, свойственную рекам, отличающимся способностью к фуркации.

В схеме строения плейстоценовых террас (рис. 95) отражена общая закономерность в залегании толщ нормального (внизу) и перигляциального (вверху) аллювия. Эта закономерность является следствием зависимости осадконакопления в долинах от климата. Данная схема выдерживается, однако, далеко не всегда. Но все отклонения от нее, выражающиеся в иных взаимоотношениях этих толщ, связаны с вмешательством тектоники. Именно она является причиной трехъярусного сложения террас, построенных, например, из двух «холодных» и одной «теплой» пачек или наоборот двух «теплых» и одной «холодной». Не случайно поэтому разрезы с подобными аномалиями тяготеют к тектонически активным областям, соседним с Енисейской депрессией, или межгорным котловинам юга Сибири.

Разделяемый нами тезис о непрерывности осадконакопления в речных долинах не следует, однако, понимать чересчур прямолинейно. При единстве процесса эрозии — аккумуляции нельзя не видеть, что в разные отрезки геологической истории преобладает то одна, то другая его сторона. Широко известны представления о зависимости врезания рек и накопления их осадков от формы проявления и амплитуды тектонических движений. Неоднократно освещались в литературе и вопросы соотношения фаз эрозии и аккумуляции в связи с изменениями климата. Последний вопрос нуждается в более подробном разборе, поскольку специфические черты перигляциального аллювия зависят в конечном счете от климата.

Мы не будем рассматривать общеизвестные взгляды на этот счет П. Вольдштедта (Woldstedt, 1955, 1958) и Ф. Цейнера (Zeuner, 1934). Более полные и аргументированные данные по этому вопросу содержатся в работах А. Яана (Jahn, 1956), В. Шибравы (Šibrawa, 1964) и

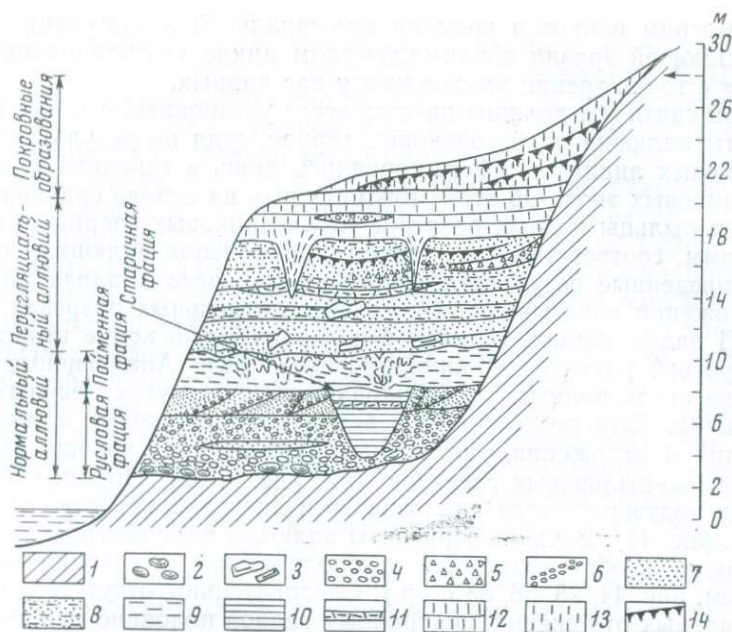


Рис. 95. Схема строения плейстоценовых террас

1 — коренные породы; 2 — валуны; 3 — неокатанные глыбы; 4 — галечник; 5 — щебень; 6 — гравий; 7 — песок крупнозернистый; 8 — песок мелкозернистый, глинистый; 9 — супесь и суглинок; 10 — пески, супеси, суглинки, глины; 11 — торфяники; 12 — лёссовидные супеси и суглинки слоистые; 13 — лёссовидные супеси и суглинки неслоистые; 14 — погребенные почвы степного типа

С. А. Архипова (1964). Первый из упомянутых авторов, исследуя последовательность событий плейстоцена Люблинской возвышенности, установил, что серии межледниковых и ледниковых отложений повсюду отделяются одна от другой границами раздела (эрозии и денудации), а аккумуляция, напротив, соответствует кульминационным этапам оледенений или межледниковий. Поэтому этот автор критически относится к старой точке зрения А. Пенка и В. Зёргеля, согласно которой межледниковья считались временем эрозии, а оледенения — периодом аллювиального осадконакопления. Также односторонними считает А. Ян гипотезы Х. Удлюфта (Udluft, 1934), Л. Тревизана (Trevisan, 1949), высказывавшихся в том смысле, что речная аккумуляция протекает в течение времени от максимума межледниковья, а эрозия — от максимума оледенения до максимума межледниковья.

Главная эрозионная деятельность рек приходится, по А. Яну, на фазы перелома в начале и в конце гляциала. В это время уже господствовал безлесный ландшафт, сменивший лесные ландшафты межледниковья, но количество атмосферных осадков еще было достаточным для обеспечения устойчивого речного стока.

Развитие от межледниковья к оледенению, по мысли этого автора, также не обозначает непрерывной и однородной седиментации. Она складывается из «теплой» межледниковой седиментации и «холодной» ледниковой аккумуляции, разделенных фазой эрозии. Ближние к этому взгляды высказал и В. Шибрава.

Несколько другая точка зрения принадлежит С. А. Архипову. По его мнению, «на межледниковье приходится основная фаза формирования аллювиальных свит западносибирских рек, построенных по типу современных пойм. В ледниковые периоды речная сеть деградировала. Эрозионно-аккумулятивные процессы в долинах рек затухали при резко усиливающейся склоновой денудации» (1964, стр. 51).

Рассмотрим вопрос о времени аллювиальной аккумуляции и фазх преобладающей эрозии в климатическом цикле «межледниковье — оледенение» с точки зрения имеющихся у нас данных.

В этой связи мы должны прежде всего установить, что самые низкие горизонты аллювия плейстоценовых террас, судя по результатам спорово-пыльцевых анализов, сформировались лишь в середине или в конце межледниковых эпох. Об этом можно судить на основе сравнения состава спор и пыльцы полных разрезов межледниковых озерных отложений и диаграмм, соответствующих времени накопления аллювиальных осадков. Приведенные результаты спорово-пыльцевого анализа аллювиальных отложений показывают, что только в отдельных разрезах низы аллювия II надпойменной террасы формировались в конце второй и в течение третьей растительно-климатических фаз. Аналогичные данные, хотя и не столь полные, устанавливаются для других речных террас плейстоцена. Зато постепенный переход межледниковых аллювиальных отложений в отложения, синхронные оледенениям, хорошо выражен в ряде спорово-пыльцевых спектров (см. рис. 3, 22). Постепенность этого перехода подтверждается аналогичными диаграммами озерных отложений (см. рис. 44). Верхние горизонты аллювия надпойменных террас накапливаются в обстановке сухого холодного климата конца ледниковой эпохи (см. рис. 44, 28, 58, 88 и др.). Следовательно, отсутствие в долинах аллювиальных отложений, синхронных первой половине межледниковья, позволяет утверждать, что именно в это время происходит усиленная эрозия. Говоря так, мы не имеем в виду, что процесс эрозии не был тесно связан с одновременной аккумуляцией, но маломощные аллювиальные отложения инстративной фазы развития долины при последующей ее разработке не образовали самостоятельного горизонта и позже были ассимилированы.

Таким образом, исходя из конкретных геологических наблюдений, мы можем высказать окончательное суждение о том, что в климатическом ритме «межледниковье — оледенение» аллювиальная аккумуляция всех типов падает на время от середины межледниковья до конца оледенения, а преобладающая эрозия совпадает с первой половиной межледниковья (см. рис. 94).

В зависимости от климатических условий типы аллювия не остаются одинаковыми. В течение второй половины межледниковья формируется аллювиальная толща по типу современного пойменного аллювия с развитием русловой, пойменной и старичной фаций. В течение всей ледниковой эпохи, т. е. в течение наиболее продолжительного времени, происходит накопление перигляциального монофациального руслового аллювия. Переход между этими типами аллювиальных накоплений осуществляется чаще всего без резкой границы размыва, хотя иногда к границе раздела этих аллювиальных толщ приурочены мерзлотные нарушения криостатического характера, что может свидетельствовать о выходе поймы в субаэральную среду, в сферу действия криогенных процессов.

Залегание перигляциального аллювия иногда непосредственно на галечниках русловой фации нормального аллювия также может рассматриваться как результат полного или частичного размыва отложений пойменной фации нормального аллювия. Во всяком случае, роль эрозии на переходе от межледниковья к оледенению, т. е. в катагляциальную фазу А. Яана, была подчиненной и по масштабу явлений не сравнимой с эрозией на переходе от оледенения к межледниковью, т. е. в анагляциальную фазу. Как видно на схеме (см. рис. 94), последовательность аллювиальной аккумуляции в долинах рек Восточной Сибири и, судя по данным С. А. Архипова, также и в Западной Сибири оказывается весьма близкой. Но эти же события в Сибири и Центральной Европе, в частности, на Люблинской возвышенности, в области Чешского массива и предгорий Карпат, как их изображают А. Яан и В. Шибрава, имеют

некоторые различия. Там четко зафиксирован перерыв в осадконакоплении при переходе от межледниковья к эпохе оледенения. В Шибрава, например, указывает на формирование в это время полно развитого мучинковского почвенного комплекса. В Сибири мы можем констатировать на этой границе лишь уровень криогенных нарушений. Однако было бы неправильным и в Центральной Европе ставить знак равенства между величиной эрозионного вреза и масштабом перерыва в речном осадконакоплении в анагляциальную и катагляциальную фазы. Если в первом случае перерыв выражается в размыве и в формировании почвы и не приводит к гипсометрическому разъединению уровней межледникового и перигляциального аллювия, то во втором случае глубокий эрозионный врез разделяет более древний и молодой аллювий на два террасовых уровня, обособленных морфологически выраженным уступом, достигающим иногда нескольких десятков метров высоты. Поэтому и здесь эрозионный этап в анагляциальную фазу является главенствующим. Причина, по которой размыв в анагляциальную фазу в Европе оказывается более значительным, чем в Сибири, состоит, по-видимому, в большей массе атмосферных осадков и большей влажности в этой части материка также и во время оледенений.

Из приведенных данных видно, что возможности использования нормального и перигляциального аллювия в прикладных целях неодинаковы. Все россыпные месторождения полезных ископаемых (золота, платины, касситерита, алмазов), отличающихся относительно высоким удельным весом, концентрируются в низах русловой фации осадков нормального аллювия. Накопление его на дне долины, происходящее в инстративную и перстративную фазы, связанные с переработкой огромных масс коренных, в том числе рудосодержащих пород, создает предпосылки для отбора полезных компонентов тяжелой фракции в процессе естественного обогащения. Последний связан с выносом мелкозема и сортировкой обломочного материала по крупности, удельному весу и пр., а главное, с дифференциацией речных наносов на пойменную и русловую фации.

Перигляциальный аллювий, накапливающийся по констративному принципу, отлагается без сколько-нибудь существенной переработки дна и бортов долин. Для него не характерно обособление различных фаций. Дифференциация материала заключается главным образом в переслаивании различных пород: галечников и щебеночников, песка, суглинка, лёссовидных отложений. В этом случае нет предпосылок для естественного обогащения отдельных горизонтов минералами тяжелой фракции. Перигляциальный аллювий, содержащий россыпные минералы в высвобожденном из коренной породы и в рассредоточенном состоянии является лишь потенциальным их коллектором. Концентрация россыпных минералов в результате естественного обогащения происходит лишь в следующий эрозионно-аккумулятивный цикл, но опять в осадках русловой фации нормального аллювия.

Хорошо отсортированный среднезернистый и крупнозернистый песок, пригодный для изготовления бетона, также относится только к нормальному аллювию, где он приурочен чаще всего к верхам русловой фации, к подфации русловой отмели.

В перигляциальном аллювии можно встретить хорошее сырье для производства кирпича — лёссовидные суглинки и супеси, которые лежат в верхних горизонтах толщи. Здесь лёссовидные аллювиальные отложения смыкаются с покровными также лёссовидными образованиями и являются удобным объектом для их совместной разработки.

В заключение следует подчеркнуть, что в этом разделе была поставлена задача обосновать существование особого типа аллювиальных отложений — перигляциального аллювия. Изучена эта разновидность аллювия еще очень слабо, поэтому и достаточно полный литоло-

го-фациальный анализ еще не сделан. Для этого, естественно, необходимы дальнейшие специальные углубленные исследования.

Приведенных материалов, по-видимому, достаточно, чтобы прийти к утверждению, что старые представления об осадконакоплении в долинах только во время межледниковий или только в период оледенений оказываются односторонними и не отражающими действительной сложности и многообразия этого процесса.

СЛОИСТЫЕ ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СКЛОНОВ И КОНУСОВ ВЫНОСА

Отложения склонового ряда вообще изучены, как известно, весьма недостаточно, но в особенности эта оценка относится к грубо- и крупно-обломочным склоновым образованиям, широко развитым в горных и предгорных областях. Из большой группы склоновых отложений мы рассмотрим далее только один из типов, главной отличительной чертой которого служит слоистое сложение. Этот тип континентальных образований почти не обращал до сих пор на себя внимания исследователей Восточной Сибири.

Среди рассматриваемых слоистых отложений можно различать прежде всего грубовалунные и щебнистые образования.

Валунные слоистые отложения

В горных областях Южной Сибири крупноглыбовые грубослоистые отложения локализуются, чаще всего, у подножий высоких горных склонов, образуя отчетливо выраженный шлейф, сглаживающий перелом между ними и равнинами или днищами внутригорных впадин.

Наблюдения у южных подножий Тункинского хребта позволили выяснить, что вершины шлейфов всегда связаны с устьевыми участками узких глубоких долин, разрезающих его склоны. Шлейфы соседних долин обычно сливаются, создавая обычный элемент предгорного рельефа — наклонную предгорную равнину, сложенную в основном слабослоистыми сортированными и плохо оглаженными валунниками.

Строение предгорной равнины наблюдалось нами в ряде обнажений. Приведем описание двух из них, где вскрываются наиболее типичные разновидности рассматриваемых отложений. Первый разрез расположен у восточного окончания Мондинской впадины, где р. Иркут врезана в узкую глубоководную долину. В подмые ее левого берега вскрывается валунно-галечная толща мощностью около 8 м, образованная в основном некрупными валунами гранита, метаморфических сланцев, кварца, мрамора и базальта. В основной массе валуны не превышают 0,3—0,4 м в диаметре, лишь в основании толщи они достигают 1—2 м в поперечнике. Промежутки между валунами заполняет мелкий плохо окатанный галечник в блекло-сером гравелистом глинистом песке.

Толща в целом имеет отчетливый грубослоистый облик, что выражается в подборе материалов в отдельных горизонтах по крупности, мощностью 0,3—1 м. Так, обычно чередуются слои мелкого галечника, крупного галечника, среднего валунника. Слоистость подчеркивается и различным содержанием связывающего обломочный материал глинистого песка. Цементного материала в среднем не более 10—20%. Границы между слоями нерезкие, а слои по толщине не выдерживаются на значительное расстояние. Иногда обособляются короткие толстые линзы дресвянистого песка. Преобладающее большинство обломков уплотненной формы обнаруживает горизонтальное или слабо наклонное к реке (под углом 5—10°) залегание.

Подобные же отложения прослеживаются в ряде небольших обнажений на значительном (около 10 км) протяжении суженного отрезка долины и отмечаются до уровня более 100 м над современным урезом

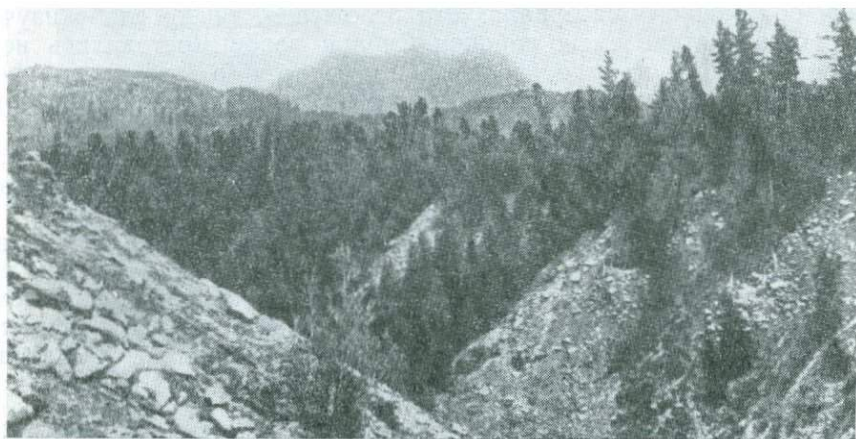


Рис. 96. Слоистые пролювиальные валунники у подножия горы Улябор (восточная часть Тункинского хребта)

реки. Создается впечатление, что древняя долина была почти полностью выполнена обломочной толщей описанного типа.

Особенно полно строение наклонной предгорной равнины вскрыто в восточной части Тункинского хребта, где оно наблюдалось в отвесных стенках каньона речки Булук, заложенного у подножия массива Улябор (рис. 96). Глубина вреза реки достигает 50—60 м. Принимая во внимание крутизну падения тальвега долины, мощность накоплений предгорной равнины можно определить цифрой, близкой к 200 м. Тип геологического разреза на протяжении 2—3 км почти сплошного обнажения не меняется. Снизу вверх вскрывается мощная валунная толща. Она образована скоплением обломков разнообразного петрографического состава (серого и белого, однородного и полосчатого кварцита, различных метаморфических сланцев и гранитоидов, в меньшей степени — жильного кварца и базальтов). Размеры валунов колеблются в широких пределах от 0,1 до 1—2 м в поперечнике. Цементирующая порода, заполняющая промежутки в валуннике, образована желтовато-серой песчано-гравелистой рыхлой и промытой массой, полностью лишенной глинистых примесей. Ее содержание не превышает 10—20% к объему всей породы. В толще обнаруживаются признаки несовершенной слоистости. Она становится заметной благодаря слабой дифференциации обломков по крупности в слои мощностью 0,5—2 м, а также подчеркивается закономерной ориентировкой уплощенных валунов, располагающихся согласно с общим наклоном предгорной равнины, т. е. под углом, приблизительно, в 5—10° к юго-востоку. Весьма характерно присутствие в толще коротких линз грубого песчано-гравелистого материала, частично облекающего крупные валуны.

Несмотря на то, что указанные отложения и не образуют морфологически выраженного конуса выноса, общий характер наклонной предгорной равнины не оставляет сомнения в ее пролювиальном в основном генезисе. Более детальные литолого-генетические исследования, может быть, позволили бы отнести слагающие ее отложения к периферической части слившихся конусов выноса. Нижние горизонты слоистых валунников, как это прослежено рядом буровых скважин, фациально замещаются мощными песчаными перигляциальными осадками, датированными, как было показано (см. рис. 52), временем самаровского оледенения.

Щебнистые слоистые отложения

Щебнистые отложения склонового ряда в целом ряде случаев отличаются слоистостью, наличием сортированности и закономерной ориентировки обломочного материала. Эти отложения, также слабо изученные, для рассматриваемых районов Сибири вообще оставались неизвестными. Поэтому, прежде чем перейти к вопросу о их месте среди генетических типов континентальных антропогенных отложений, обратимся к рассмотрению некоторых фактических данных.

Слоистые щебеночники, так же, как и слоистые валунники, локализуются преимущественно по окраинам горных хребтов и занимают наиболее низкое гипсометрическое положение.

На левом склоне долины верхнего течения р. Иркут, у западной окраины д. Хара-Дабан, простирается высокое обнажение белых триадиновых протерозойских мраморов, от подошвы которых прослеживаются шлейфы древних, потерявших активность осыпей, покрытых сейчас лесной растительностью (рис. 97). В обнажении, вскрывающем строение шлейфа, можно видеть (сверху):

	Мощность, м
1. Щебеночник средний и крупный, почти исключительно из мрамора. Размер щебня колеблется в пределах 2—3 см. Уплотненная щебенка обнаруживает расположение, близкое к горизонтальному. Толща слоиста. Слоистость выражается в подборе материала по крупности и незначительной примеси в отдельных прослоях буроватого глинистого материала. Вообще же в породе связывающей массы почти нет. Мощность указанных слоев — 0,2—0,3 м	2,8
2. Валунник, слоистый	6,3 (видимая)

В других обнажениях, расположенных поблизости, щебенки отличаются лишь более мелкими размерами и присутствием в количестве до 25% белой мучнистой связывающей породы, представляющей собою лишь дальнейшую стадию дробления мраморов. Иногда вблизи коренных выходов мраморов можно видеть участки с ослабленными признаками слоистости и сортировки, представляющие собою слабо переработанные в склоновом процессе свалы.

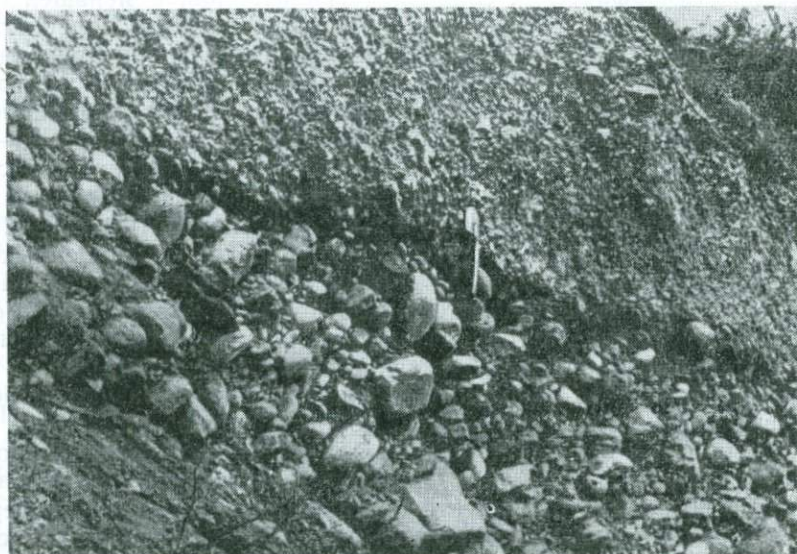


Рис. 97. Контакт грубослоистого, закономерно ориентированного щебеночника на пролювиальном валуннике. Северный борт Туранской впадины

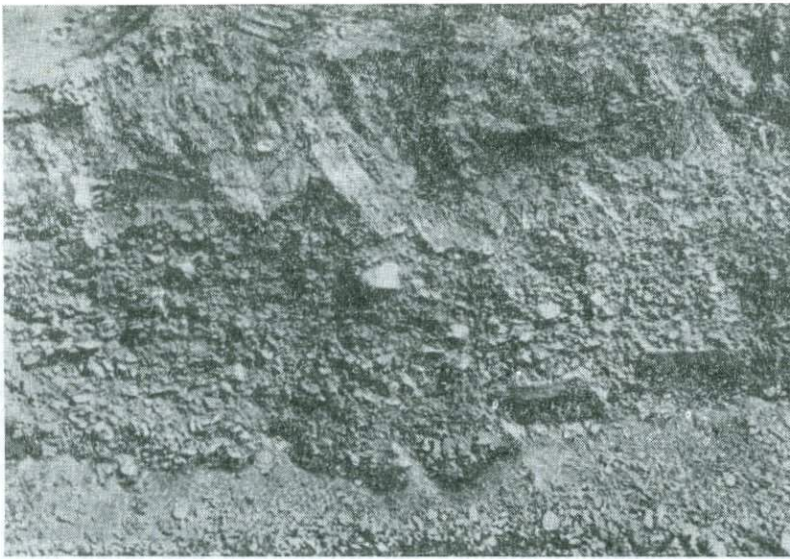


Рис. 98. Слоистые перигляциальные щебеночники склонов. Обнажение на левом берегу р. Иркут близ пос. Карантин

У подножий коренных склонов, особенно сложенных метаморфическими сланцами и мраморами, наклонные «прилавки», образованные толщами слоистых щебеночников, прослеживаются во многих местах (рис. 98). Часты они и на южном побережье Байкала. Нами они наблюдались в придорожных карьерах между пос. Култук и г. Слюдянка, вскрывающих строение нижних частей склона Хамар-Дабан. Склоновые накопления повсюду здесь представлены щебнисто-глыбовыми накоплениями.

В 1,5 км от пос. Култук описано следующее обнажение:

	Мощность, м
1. Современная подзолистая почва	0,4
2. Суглинок грубый, бесструктурный коричнево-бурый с значительной примесью мелкого обломочного материала (до 10—20%). Порода обнаруживает, однако, признаки слоистости за счет того, что мелкий щебень и дресва, помимо рассеянного залегания, образуют более или менее выдержанные горизонтальные слои толщиной 1—3 см или более тонкие «щепочки». Слоистость подчеркивается также вариациями в интенсивности окраски. Последняя значительно снижается в прослоях, насыщенных мелким обломочным материалом	0,9
3. Щебеночник мелкий и средний, связанный коричневатобурым суглинком. Заметной слоистости нет, но основная масса уплощенных обломков ориентирована горизонтально	1,1
4. Щебеночник средний и крупный в основном из гранита и кристаллических сланцев, частично превращенных в труху. «Укладка» обломочного материала очень плотная, связывающего материала почти нет. В обнажении порода держит вертикальный откос	3,4

Несколько другой вариант щебеночных образований склонов наблюдался ближе к пос. Култук, также у подножья Хамар-Дабана, на высоте в 10—20 м выше уровня воды оз. Байкал (сверху):

	Мощность, м
1. Щебнисто-глыбовая порода, связанная буровато-серым суглинисто-дресвяным заполнителем. Основная масса щебня принадлежит мрамору, песчанику, граниту. Щебень преимущественно крупный, до 10 см. Встречаются почти неоглаженные глыбы размером до 20—40 см в поперечнике. Наличие уплощенного обломочного материала, обладающего субгоризонтальной ориентировкой, и цементирующей массы, обособляющейся иногда в грубые линзы и прослои, позволяет видеть грубую несовершенную слоистость	3,0

2. Щебнисто-древянистая масса, плотно связанная сильно слюдистым песком главным образом из белого мрамора. Отмечается грубая несовершенная слоистость за счет концентрации наиболее крупных и мелких обломков в отдельные слои, лишенные четких границ

2,0

Щебеночные «прилавки», как указывалось, прилегают к подножиям только высоких склонов, имеющих протяженность две-три и больше сотен метров. Обнаруживается приуроченность их к вогнутым (в плане) участкам склонов, тогда как на переломе от одной такой вогнутой дуги к другой выходят скальные породы, иногда обнаженные, и щебнистые отложения здесь выклиниваются или уменьшаются в мощности, а главное теряют свой отличительный признак — слоистость.

Во всех указанных случаях щебнистые слоистые образования лежат в основании горных склонов, описанные процессы на которых сейчас полностью стабилизированы. Все эти склоны, кроме отдельных скальных выходов, покрыты сплошным дерновым покровом и густо залесены. Вполне очевидно, что, как и в любую другую эпоху развития лесного покрова, накопление щебеночников, подобных описанным, не происходит. Они могут образоваться только в условиях, когда склоны были лишены сплошного покрова растительности или вовсе обнажены и процессы переноса и аккумуляции на них отличались высокой активностью. Необходимо, следовательно, заключить, что рассматриваемые отложения представляют собой продукт специфических условий климата и склонового осадконакопления.

Приведенные выше данные указывают на существование безлесных ландшафтов, близких к тундре или «холодной» перигляциальной степи во время развития каждого из плейстоценовых оледенений. Поэтому слоистые щебеночники мы считаем перигляциальными образованиями. Данными для суждения о том, ко времени какого именно оледенения относятся описанные отложения, мы не располагаем, но, судя по их низкому гипсометрическому положению и отсутствию крупных эпигетических мерзлотных деформаций, более вероятно принадлежность к последнему оледенению.

Склоновый смыв осуществлялся только в пределах вогнутой части склона и имел водосбор, ограниченный вогнутыми склонами, что несомненно должно было придавать ему большую мощность. Поэтому слоистые щебеночники, типа описанных на южном побережье Байкала, представляют собою образования, близкие к делювию, но несут черты свойственные пролювию. Они представляют собой тип отложений, неизвестный при современных условиях и бывший, по-видимому, обычным в условиях перигляциального осадконакопления.

Указанные наиболее общие черты накопления слоистых щебеночников в зависимости от местных особенностей приобретали те или иные отклонения. Так, вблизи выходов коренных пород к ним примешивается слабо переработанный материал, образующий своеобразную модификацию щебнисто-глыбовых свалов.

Вариации литологического состава отражают, по-видимому, как колебания в интенсивности физического разрушения горных пород в денудационной части склона, так и в переносной способности водотоков, т. е. зависят, в конечном счете, от силы холодов и количества атмосферных осадков. Именно поэтому толщи щебнистых образований не имеют закономерного в разрезе строения, и более грубый и тонкий обломочный материал, а также песок и грубый суглинок чередуются беспорядочно. К сожалению, нам не удалось проследить строение шлейфа в направлении от нижней пришовной части склона к его верхней периферии. Поэтому вероятный переход слоистых щебеночников в более тонкие разновидности обломочного материала остается недоказанным, и фации в пределах шлейфа не выделены.

Слоистые склоновые образования стали объектом пристального

изучения многих исследователей лишь в последнее десятилетие. Но для объяснения условий и механизма их накопления появилось уже множество гипотез, в известной степени восполняющих ограниченность фактических наблюдений.

Наиболее подробные данные получены французскими авторами, которые выделяют слоистые щебнистые отложения склонов в качестве образований «grèzes litées». А. Каёе (Cailleux, 1963) отмечает следующие их характерные черты: прежде всего слоистое сложение и определенную стратификацию обломочного материала по крупности в вертикальном разрезе, преимущественно уплощенную форму обломков, преобладание обломков размерами 10—20 мм, ориентированных обычно согласно со слоистостью, малое участие мелкозема, присутствующего только в некоторых разрезах и не во всех слоях.

А. Яан (Jahn, 1961) пытался провести аналогии между наблюдавшимися им на Шпицбергене современными, так называемыми супренивальными, отложениями и плейстоценовыми образованиями grèzes litées Франции, указав, что они представляют собой гравелистые (в нашем понимании щебнистые) отложения с размером обломков 1—10 см в диаметре, отлагающиеся поверх снега на склонах. Они не обладают закономерными изменениями в размере, а форма обломков преимущественно кубическая. Подобно grèzes litées эти отложения почти не содержат мелкоземистого материала. Отметив черты сходства и различия между этими отложениями, А. Каёе (Cailleux, 1963) заключил, что между ними имеются некоторые аналогии, но по условиям их накопления нельзя, по-видимому, поставить знак равенства. Он считает, что гипотеза о происхождении подобных отложений Франции и Бельгии в результате скольжения по замерзшей ледяной поверхности представляется столь же правомочной, как и положение о происхождении супренивальных отложений с помощью плоскостного срыва.

Некоторую аналогию указанным отложениям Ю. А. Лаврушин (1965) увидел в накоплениях привершинной части шлейфа современных делювиальных отложений степной зоны, которые образованы мелким щебнем, однако отличаются обычно совершенно несортированным материалом.

Из изложенного можно видеть, что описанные в Прибайкалье склоновые образования замещают в предгорных районах частично делювиальный, частично пролювиальный тип континентальных отложений, являясь по существу их перигляциальным вариантом. Подобно их «нормальному» стратотипу перигляциальные слоистые щебеночники представляют собой продукт семиаридных климатических условий, установившихся, однако, в холодной, перигляциальной зоне.

Отсутствие прямых современных аналогов описанным образованиям лишает возможности на основе принципов актуализма выяснить динамику их накопления. Поэтому единственный способ установления генезиса этой своеобразной толщи — оценка условий ее залегания, состава и текстурных особенностей, а также сравнение со сходными, но лучше изученными образованиями.

Грубый щебнисто-глыбовый и дресвянистый состав накоплений у склонов, сложенных скальными породами, дает основание для предположения о сильном влиянии на его подготовку процессов морозного выветривания. Физической дезинтеграции этих пород способствовал сильно раздробленный и катаклазированный характер местных архейских и протерозойских осадочных и изверженных пород. В то же время слоистый облик обломочных образований с несомненностью указывает на участие воды в их транспортировке со склонов к подошве и в их отложении. Отсутствие же на склонах значительных эрозионных рытин служит доказательством того, что водный перенос и отложение осуществлялись не оформленным в русло плоскостным потоком. Го-

воря о плоскостном характере транспортировки обломочного материала, мы не можем полностью исключить возможности его мелкоструйчатого переноса, хотя этот тип, обычный в условиях невысоких склонов равнинных областей (Шанцер, 1964; Лаврушин, 1964), не мог быть главным у подножий гор при значительно большей скорости периодически действовавшего потока, захватывавшего крупный щебень и даже глыбы. Подобный поток мог бы превратиться в селевой, если бы на склонах хватало мелкоземного материала. Но в условиях сильно расчлененного рельефа ощущался дефицит мелкозема, в результате чего часть щебеночных отложений отлагалась вовсе без какой-либо связывающей их массы.

Весь высокий вогнутый склон представлял собой зону денудации и смыва, а его нижнее пришовное плечо — зону аккумуляции. Однако водный поток, не терявший плоскостного характера, мог отложить только шлейф делювиального типа.

ТИПЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Основные черты рельефа Внутренней Азии сложились задолго до антропогенного периода. Активные тектонические движения антропогена лишь усилили существовавшие и ранее контрасты в рельефе гор, плоскогорий и низменностей, но сами по себе не могли решающим образом повлиять на изменение характера континентального осадконакопления. Определяющую роль в этом отношении сыграли резкие климатические колебания. Именно они привели к чередованию во времени и в пространстве трех основных типов осадконакопления и, по-видимому, литогенеза вообще. Один из них связан с ярко выраженными гумидными условиями эоплейстоцена, особенно нижнего и верхнего, установившимися в указанной северной зоне осадконакопления. Гумидный характер осадконакопления сохранялся в ней также и в течение каждой из межледниковых эпох.

В пределах южной зоны осадконакопления, как было показано, гумидный тип отложений сменялся в эоплейстоцене другим — семиаридным. Третий — перигляциальный — этап осадконакопления устанавливался во внеледниковой зоне во время каждого из четырех оледенений Сибири. В отличие от гумидного и аридного, перигляциальное осадконакопление не имело четкого пространственного разграничения, а более или менее единообразно господствовало на огромной внеледниковой территории, простиравшейся от южных границ материковых оледенений до северных пределов Гоби.

Гумидный, или «нормальный», тип литогенеза уже давно всесторонне изучался и основные его особенности исчерпывающим образом освещены в капитальном исследовании Н. М. Страхова (1962). В рассматриваемой области он проявился в накоплении типичных гумидных фаций континентальных отложений: нормального аллювия, слоистых озерных толщ, лесных и лесостепных типов почв. В районах со сравнительно небольшими градиентами новейших тектонических поднятий, где развиты литологически нестойкие породы, образовывались огромные аллювиальные равнины. Склоновые процессы были замедленны, что вполне естественно при лесном характере ландшафта. Все же местами у подножий крутых склонов накапливались склоновые отложения делювиального типа.

Гумидный климат не доминировал в эоплейстоцене безраздельно во всей Восточной Сибири. Как показывает анализ континентальных литофаций, флоры и фауны в Забайкалье, в эоплейстоцене климат носил заметные черты аридности. Действительно, в генетическом отношении почти все эоплейстоценовые образования этой области принадлежат пролювиальным, селевым, делювиальным или овражным накоплениям.

Озерные отложения развиты незначительно и целиком относятся (кроме собственно Байкала) к фации мелководных водоемов. Характерная особенность нижнеэоплейстоценовых образований — их красноцветная окраска, возникающая в условиях сухого и теплого климата при отсутствии растворенного органического вещества. Соответствующий климат скорее всего может быть назван семиаридным. Полностью согласуется с этим и сильно обогащенный карбонатным веществом состав отложений. Исследования И. Г. Лискун и Н. В. Ренгартен (1963) отложений средне-верхнеэоплейстоценового пролювиального шлейфа у горы Тологой показали, что на пологих склонах, где отлагался этот материал, не было условий для образования грубообломочного делювия и каменистых осыпей. На обнаженных или покрытых разреженным травянистым покровом поверхностях коренных пород могли накапливаться измельченные, но химически не разложившиеся продукты их разрушения. Сезонные водотоки при переходе из предгорий на примыкающую равнину теряли скорость, и выносимый ими слабосортированный песчано-алеврито-пелитовый обломочный материал одновременно выпадал в осадок. В высыхающих лужах мелкозернистые озерные осадки пропитывались солями. Процессы почвообразования едва намечались, о чем можно судить по стяжениям карбоната кальция и мелких комочков глинистого вещества, сцементированных гумусом.

В своих суждениях о климате И. Г. Лискун и Н. В. Ренгартен основываются на почти полном отсутствии аутигенных изменений глинистого терригенного материала даже в тех случаях, когда свежие осадки были затронуты древним почвообразованием. Это характерно для условий умеренных температур и слабой активности коллоидной органики. Присутствие в глинистой массе поглощенных ионов Na, K, а также Mg объясняется тем, что в условиях засушливого климата при отсутствии достаточного количества растительной органики щелочная среда создавалась за счет частичного разложения таких алюмосиликатов, как амфибол, слюды и хлорит. Освобождающиеся при этом ионы Na, K и Mg в среде высоких значений pH выносились и фиксировались в осадках.

К сожалению, отсутствие фауны моллюсков из озерных отложений Забайкалья не позволяет составить суждение о солевом режиме озер. Однако вполне вероятно существование солоноватоводных или соленых бассейнов.

Из этих данных можно заключить, что Забайкалье в эоплейстоцене (так же как и во время межледниковий) принадлежало к Центрально-Азиатской ландшафтно-климатической провинции с семиаридным типом осадкообразования.

Иные условия осадконакопления возникли в результате сильного всеобщего похолодания, которое привело к образованию обширных покровных оледенений в северной части Восточной Сибири и соответствующего ледникового комплекса континентальных или марино-гляциальных образований. В горах в зависимости от глубины депрессии снеговой границы и от рельефа также развились полупокровные, долинные или каровые ледники.

Это же похолодание, дополненное охлаждающим влиянием самих ледников, послужило причиной образования обширнейшей перигляциальной зоны со свойственным только ей типом осадконакопления. Этот тип обычно не обособляется литологами от других. Так, в труде Н. М. Страхова (1962) высказывается мнение, что ледовый литогенез протекает внутри материкового ледяного покрова, а его результатом является образование морен и некоторых флювиогляциальных отложений. В основном же последние отнесены уже к образованиям гумидного типа: «...эти отложения талых вод принадлежат уже другому гумидному типу осадочного процесса, который у края ледника тесно сплетается с собственно ледниковой седиментацией и одновременно приобретает

здесь некоторые специфические локальные черты» (Страхов, 1962, ч. II, стр. 134). Однако при рассмотрении особенностей гранулометрического состава современных осадков, лежащих вблизи зон ледового седиментогенеза, этот автор отмечает некоторые особенности высокоширотного климатического режима, а именно — постепенное убывание годового количества осадков (до 150—200 мм), их смещение на холодное время года и выпадение в виде снега, развитие многолетней мерзлоты, прекращение делювиального сноса и трансформация его в другой склоновый процесс — солифлюкцию. «Солифлюкция ... является по существу, — пишет Н. М. Страхов, — высокоширотной модификацией обычных делювиальных процессов, замещающей здесь их типичную форму» (там же, т. II, стр. 31).

Эти условия, наблюдаемые в современных арктических районах, до некоторой степени напоминают условия осадконакопления в перигляциальной зоне, но не тождественны им, как не тождественны климаты современной Арктики и плейстоценовых перигляциальных зон.

Изучение геологических разрезов перигляциальных образований Восточной Сибири, их генетических типов, ископаемой флоры и фауны позволяет высказать мнение о существовании особого перигляциального климата и соответствующего ему особого, обычно не различаемого литологами перигляциального типа осадконакопления. Его самые существенные особенности обусловлены тем, что весь процесс литогенеза осуществляется в условиях открытого безлесного пространства, развития многолетней мерзлоты, при резко возросшей интенсивности физического выветривания и незначительной сумме атмосферных осадков. Именно эти обстоятельства и вызвали заметную активизацию склоновых процессов, осуществлявшихся, в основном, в форме солифлюкции. Признавая ее главным фактором, нельзя, однако, исключить участия в склоновом процессе плоскостного и струйчатого смыва мелкоземистого материала, поскольку существовали и зимние и летние осадки. Поэтому склоновые отложения в перигляциальной зоне более точно можно считать делювиально-солифлюкционными. Этому понятию отвечает текстура отложений, свидетельствующая о частичной сортировке материала и о приобретении им элементов закономерной ориентировки.

Сокращение речного стока и усилившееся поступление в долины продуктов физической дезинтеграции горных пород, в основном мелкоземистых, весьма существенно сказалось на гидродинамическом режиме рек и их аккумулярующей способности. В этих условиях накапливается, как уже было показано, перигляциальный аллювий, отличающийся многими существенными свойствами от нормального аллювия. Весьма заметные изменения произошли и в формировании озерных отложений. Вместо межледниковых озерных толщ, представленных слоистыми темноокрашенными тонкими осадками, включающими скопления разнообразного растительного детрита, формируются ленточноподобные супесчано-песчаные образования светлых тонов, обычно стерильные не только в отношении крупных остатков растительности, но и спор и пыльцы. Встречающиеся изредка в прибрежных фациях погребенные торфяники сложены гипновыми и сфагновыми мхами. Самым, однако, специфическим типом отложений перигляциальной зоны являются лёссовидные отложения, встречающиеся в составе как перигляциального аллювия, так и делювиально-солифлюкционных, пролювиальных и овражных образований. Лёссовидные отложения не встречаются ни среди эоплейстоценовых, ни среди межледниковых и послеледниковых образований и отвечают, таким образом, узко ограниченному во времени условиям ледникового времени, в основном даже второй, заключительной фазы развития ледников. Последние обстоятельства подчеркивались для территории Центральной Европы А. Яном (Jahn, 1950, 1954).

Многолетняя мерзлота служит причиной большой льдонасыщенности

мелкоземистых отложений склонового генезиса и перигляциального аллювия. Лед в этих отложениях — обычный компонент породы, одна из ее минералогических составляющих, образующих цемент или сегрегационные выделения по плоскостям слоистости, накапливающихся в трещинах или, наконец, залегающих в форме сингенетических или эпигенетических жильных тел, составляющих полигональные решетки.

Представление о глубокой самобытности процессов осадконакопления в перигляциальных зонах возникло и у Г. И. Горецкого (1961) при изучении Европейской части СССР. Перигляциальные накопления он обособляет в «перигляциальную формацию», указывая, что «...она представляет естественную ассоциацию горных пород, характеризующуюся общностью происхождения в перигляциальной зоне и в перигляциальном климате, а также взаимосвязью в пространственном размещении» (стр. 107).

При огромной протяженности перигляциальной зоны в меридиональном направлении в составе ее отложений можно проследить некоторые изменения. В южных районах — в Забайкалье, сопредельных частях Монголии — большое значение приобретают пролювиальные и овражные отложения, а содержание льдов во всех формах их залегания значительно сокращается. Эти данные можно истолковать двояко: предположить, что они отражают значительное потепление климата, или установить факт существования здесь весьма сухого и холодного климата. О правильности второго предположения можно судить по примеси в составе спорово-пыльцевых спектров пыльцы высокобореальной и арктической кустарниковой березки и плаунов, по присутствию остатков холодолюбивой фауны млекопитающих (мамонт, yak) и наличию местами криотурбаций. Таким образом, снижение льдистости перигляциальных образований в южном направлении является следствием значительно возросшей сухости климата. Перигляциальный тип осадконакопления характеризуется, следовательно, образованием осадков в условиях семиаридного, но весьма холодного климата. В этом можно видеть его решающее отличие от аридного типа седиментогенеза, протекающего, как это показано Н. М. Страховым (1962), в условиях теплого, или даже жаркого и сухого климата.

Таким образом, на территории Внутренней Азии в антропогене исторически сменялись следующие типы осадконакопления: гумидный умереннотеплый (или умеренный) на севере и семиаридный, умеренно теплый на юге, и также перигляциальный семиаридный и холодный тип, господствовавший почти во всей внутренней области материка и лишь незначительно изменявшийся в зависимости от географической широты.

ВОПРОСЫ ПАЛЕОКЛИМАТОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ КЛИМАТА

Антропогенный период, как известно, несмотря на свою краткость, выделяется в геологической истории частыми и резкими колебаниями климата. Исследование вопроса о его исторической изменчивости составляет одну из обычных задач четвертичной геологии, имеющую важное значение в разработке стратиграфии и в реконструкции физико-географических условий прошлого.

В предшествующем изложении мы неоднократно касались этой темы. В данном разделе остается суммировать имеющийся фактический материал и интерпретировать его в свете поставленной цели.

Реконструкция климатов геологического прошлого при современном уровне науки немыслима без анализа совокупности разносторонних геологических материалов, среди которых некоторые литологические методы (фациально-генетический и мерзлотно-фациальный) и палеоэкологический метод главенствуют. Поэтому нередко встречающиеся в литературе попытки расшифровки климатов, проведенные с использованием только одного какого-либо критерия, как правило, не приводят к удовлетворительным результатам. Еще менее надежными следует считать палеоклиматические реконструкции, основанные на абстрактных рассуждениях. В последнем случае степень их достоверности вообще не поддается контролю.

Климаты эоплейстоцена

Приведенные выше данные, касающиеся отложений и ископаемого органического мира эоплейстоцена, показали, что его климат в целом может быть охарактеризован как умеренно теплый, бореальный — гумидный на севере и семиаридный на юге. Однако эта его особенность справедлива лишь в сравнении с климатом плейстоцена. В действительности в течение эоплейстоцена можно обнаружить заметные колебания температур и осадков во времени и некоторую изменчивость этих элементов климата в пространстве.

В соответствии с принятой стратиграфической схемой рассмотрим далее климаты нижнего, среднего и верхнего эоплейстоцена.

Нижний эоплейстоцен в северной области осадконакопления представлен однородными в фациально-генетическом отношении осадками аллювиальных равнин и озер. Эти осадки формировались под воздействием общих для них аутигенных процессов, выразившихся в одинаковом составе глинистых минералов, образованных монтмориллонитом и гидрослюдами, и в охристой окраске, обязанной значительной примеси лимонита в аутигенной и терригенной форме. Вполне очевидно поэтому, что указанные отложения накапливались в условиях гумидного климата, т. е. климата, при котором сумма осадков превышала интенсивность испарения.

Такие же представления о климате нижнего эоплейстоцена складываются при рассмотрении зонального растительного покрова и отдель-

ных показательных элементов флоры. Данные спорово-пыльцевого анализа осадков нижнего эоплейстоцена раскрывают картину распространения в северной области своеобразной темнохвойной тайги, состоящей в основном из ели, сибирского кедра, пихты и примеси хвойных экзотов. Среди последних в предгорных и горных районах особенно большая роль принадлежала тсуге, представленной обычно несколькими видами; встречались также отсутствующие сейчас виды хвойных — *Picea sec. Omorica*, *P. sec. Eurpicea*, *Pinus sec. Strobilus*, а также широколиственные породы, из которых липа, вяз, дуб, а иногда и орешник были наиболее обычными.

Зона современных таежных лесов, как это показано В. Н. Сукачевым (1938а), характеризуется в общем суровыми зимами и относительно теплым летом, причем во внутриконтинентальных областях зима отличается большим холодом, а лето теплее, чем в краевых частях материка. Соответственно, годовые амплитуды температуры здесь относительно высоки. Средняя температура июня колеблется в пределах от 10 до 20° С, но январская достигает —50—60° С. Годовое количество осадков равно в среднем 500—600 мм, на северо-востоке опускается до 200—250 мм. Очевидно, для хвойных лесов нижнего эоплейстоцена эту характеристику полностью принять нельзя. Количество осадков, несомненно, было большим. Об этом можно судить по экологии некоторых древесных форм, которые как раз и определяют отличие лесов раннего эоплейстоцена от современных. Так, участие в составе лесов вяза, современные ареалы восточноазиатских представителей которого охватывают территорию восточных районов МНР, северо-восточные районы Китая и горные районы Южного Китая и Японии (виды *Ulmus lacinata* и *U. pumila*), позволяет считать, что в южной части Восточной Сибири климат по некоторым решающим показателям был близок к климату восточных районов МНР и Северо-Восточного Китая. С ареалом вяза частично совмещается ареал маньчжурского ореха *Juglans manshurica*, распространенного сейчас, помимо побережий дальневосточных морей, на юге Хабаровского края и в Северном Китае. Маньчжурский орех и серый американский орех (*Juglans cinerea*), плоды которых встречены в осадках нижнего эоплейстоцена на Алдане и в низовьях Лены, отличаются большой зимостойкостью, хорошо культивируются в северных районах, вплоть до Архангельска. В восточных районах МНР произрастает дуб (*Quercus mongolica*), пыльца которого встречается в отложениях почти всего разреза эоплейстоцена.

Если рассматривать состав хвойных экзотов, то бросается в глаза почти постоянная примесь тсуги. «Все виды тсуги теплолюбивы и теневыносливы, страдают от сухости воздуха» (Деревья и кустарники СССР, т. I, 1949, стр. 112). Азиатские виды тсуги в настоящее время произрастают в Гималаях, в горных районах Южного Китая и в Японии на относительно больших высотах — 2—4 тыс. м. Американские виды встречаются преимущественно в горных районах Аляски и прослеживаются к югу вплоть до Калифорнии на высотах 2,5—3,0 тыс. м. Сумма годовых осадков здесь варьирует в пределах 1000—2000 мм.

Указанные широколиственные породы, занимающие сейчас иные ареалы, чем в прошлом, позволяют сделать общее заключение, что климат южной части Восточной Сибири имел черты сходства с современным климатом бассейна Амура, Северо-Восточного Китая, отличаясь, однако, большей увлажненностью. Обращаясь к современной климатической характеристике этих районов (Физико-географический атлас мира, 1964), можно установить, что они располагаются в области материкового климата с большими сезонными колебаниями температуры и летних осадков при относительно недостаточной влажности. Восточные области относятся уже к хорошо увлажняемому преимущественно летними осадками территориям с холодной сухой зимой. Средние январские тем-

пературы колеблются в пределах $-16-24^{\circ}\text{C}$ (в среднем -20°C), со средним отклонением в сторону снижения на $6-8^{\circ}$ от среднеширотных температур января. Летние температуры (июль) изменяются от 16 до 24° и в среднем равны $+20^{\circ}\text{C}$. Абсолютные максимумы достигают $+41^{\circ}\text{C}$. Продолжительность безморозного (и, следовательно, вегетационного) периода составляет 150 дней. Годовое количество осадков в настоящее время чрезвычайно изменчиво и варьирует от $100-150$ мм в Гоби до 1000 мм в Приморье.

Вполне очевидно, не все эти показатели современных областей распространения широколиственных древесных пород прямо характеризуют климат эоплейстоцена, но определенные черты сходства имеются. Нет, по-видимому, и существенных противоречий в совместном нахождении в ископаемых спорово-пыльцевых спектрах таких несхожих по экологии форм, как монгольский дуб (дерево, хорошо переносящее полупустынные условия) и тсуга (произрастает в горных районах, обильно орошаемых дождями). Вероятно, горные области, особенно склоны, обращенные на запад, и в эоплейстоцене получали несравненно больше осадков, чем равнинные территории. Пыльца растений различных стадий по понятным причинам встречается совместно, отражая интегральный состав растительного покрова.

Другая картина климата вырисовывается из рассмотрения данных литологии, состава растительности и млекопитающих южной зоны (см. рис. 91). Здесь, как уже показано выше, среди отложений нижнего эоплейстоцена господствуют фации континентальных осадков, свойственные семиаридным областям, — склоновые, делювиальные, мелководно-озерные, пролювиальные, овражные. Все эти осадки имеют отчетливо красноцветную окраску. Красноцветные, насыщенные карбонатным веществом отложения многими авторитетными исследователями считаются продуктом жаркого, периодически засушливого климата, сходного с климатом современной саванны. «Образование в элювии красных маловодных окислов железа, — пишет И. И. Гинзбург, — по-видимому, обусловлено высокой температурой и высокой концентрацией солей» (1947, стр. 43). Такой же точки зрения придерживается и В. Н. Разумова (1961), считая, что температурный режим определяет степень гидратации окислов железа. Для жарких областей свойственны красные окраски, а для более умеренных — бурые. Эти вариации окраски она проследила на границе сухих степей и полупустынь на южной и западной окраинах Казахского щита. Близкие соотношения наблюдались и нами. Красноцветные образования Восточной Монголии и Забайкалья пространственно замещаются бурыми (мы их называем охристыми) в более северных и, вполне очевидно, более холодных районах Внутренней Азии.

Поэтому мнение В. А. Зубакова (1965) о накоплении карбонатных красноцветных отложений «нонжульских глин» Красноярского района в плювиальных и относительно холодных условиях следует считать безусловно ошибочным. Не привел этот автор каких-либо доводов и для обоснования «гюнцского» возраста этих отложений. Как и другие подобные отложения Южной Сибири, «нонжульские глины» следует считать продуктом весьма теплого и засушливого климата.

С подобным представлением о климате южной области полностью согласуется и состав млекопитающих, среди которых обычны такие типичные представители аридных жарких степей и полупустынь, как гиппарионы, многочисленная группа антилоп, грызуны центрально-азиатского происхождения и др., а среди птиц также страусы.

Подобные условия распространялись на значительную территорию, простиравшуюся к югу, так как и в Северном Китае осадки нижнесаньмэньской свиты имеют красноцветную окраску (зона Reddish clays), а антилопы и гиппарионы являлись весьма характерным элементом фауны

зоогеографической провинции, охватывающей территорию МНР и Китая (к северу от Янцзы) (Pei Wen-Chung, 1957).

Однако использовать данные о красноцветной карбонатной формации для уточнения показателей климата весьма трудно, так как современные аналоги этих пород не известны и они являются, может быть, неповторимым звеном в эволюции осадконакоплений кайнозоя вообще.

Во всяком случае приведенные данные совершенно определенно свидетельствуют о существовании в пределах Забайкалья, МНР и Северного Китая жаркого климата, периодически в летние месяцы засушливого, близкого к климату современной африканской саванны. Естественно, должны были сказываться некоторые широтные различия, хотя они, по-видимому, и не были четкими. Резкая граница с тропическими районами пролегла приблизительно по широте р. Янцзы.

Время среднего эоплейстоцена было связано с очевидным возрастанием сухости и несомненным похолоданием. Об этом можно составить суждение по характеру спорово-пыльцевых спектров в северной зоне, по смене красноцветных субэаральных осадков бурями — в южной.

Действительно, приведенные результаты спорово-пыльцевых анализов ясно обрисовывают смену лесных формаций и утверждение на просторах северной территории Сибири вместо хвойно-широколиственных лесов нижнего эоплейстоцена березово-ольховых, либо сосново-березово-ольховых лесов, обогащенных небольшой примесью широколиственных.

Лесной характер растительного покрова может служить указанием на гумидный в общем тип климата, хотя состав лесов из сосны, березы и ольхи показывает, что он стал значительно более засушливым. Береза и ольха дальше, чем ель и сибирский кедр, проникают к югу и к северу и образуют сейчас в Западной Сибири, например, зону подтаежных березовых лесов (Физико-географический атлас мира, 1964), к югу замещаемых лесостепью с березовыми колками. О возрастании сухости климата в среднем эоплейстоцене можно судить и по примеси дуба — засухо- и морозоустойчивой формы *Quercus mongolica*. Присутствие тсуги, находящееся как будто в противоречии со сказанным, не меняет представления об относительной сухости климата, так как связано с вертикальной ярусностью растительности и произрастанием этого влаголюбивого дерева в составе именно горных лесов.

Кроме засушливого климата можно говорить и о его похолодании. Сами же по себе экологические особенности лесообразующих древесных пород — сосны, березы, ольхи недостаточны для подобного вывода, так как эти деревья, особенно две последние формы, весьма выносливы и космополитичны в пределах северной бореальной области. Однако изучение ископаемой растительности плейстоцена показало, что существенно березовые леса появляются каждый раз в конце межледниковых эпох, на временных рубежах с оледенениями, накануне деградации лесных ландшафтов вообще. Еще более конкретные данные получаются из параллельного анализа спор и пыльцы и диатомовых в колонках морских илов юга Охотского моря. Так, по данным А. П. Жузе и Е. В. Кореновой (1959), во время эпох оледенения в составе спорово-пыльцевых спектров преобладают пыльца березы (частично кустарниковой) и ольхи. В составе диатомовой флоры резко преобладает (до 80—95%) неритическая (арктическая и арктобореальная) флора. Слой же, отвечающие межледниковьям, охарактеризованы пылью темных хвойных пород с примесью широколиственных. При оценке климата среднего эоплейстоцена нельзя признать случайностью примесь в отложениях предгорных районов холодолюбивых плаунов *Selaginella selaginoides* и *Lycopodium selago* — растений гольцовой зоны. Их участие в растительном покрове также свидетельствует об относительном похолодании. Однако масштаб его не равнозначен похолоданию, связанному с оледенениями. Совершенно

четким критерием их неодинакового ранга является сохранение лесного растительного покрова и присутствие в нем, по крайней мере в южных районах, широколиственных (дуб, липа) и некоторых относительно теплолюбивых хвойных — тсуги.

Таким образом, похолодание и иссушение климата среднего эоплейстоцена отражает первое ухудшение климата антропогена, однако еще не привело к развитию оледенения.

Повышение сухости климата явилось причиной некоторого смещения северной границы степи и лесостепи к северу и снижения вертикальных ландшафтных поясов в горах. Об этом можно судить по распространению в среднем течении Енисея во время отложения верхней части белоярской свиты полуоткрытых ландшафтов с господством березы, а также по примеси в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы альпийских холодолюбов, которая выносилась водным и воздушным путями из гольцов Енисейского кряжа и плато Путорана. Соответственно представления о развитии в это время покровного оледенения не имеют под собой надежной фактической основы. Подробнее этот вопрос разбирается в следующем разделе.

В южной зоне осадконакопления в среднем эоплейстоцене также произошли некоторые климатические сдвиги, что выразилось в прекращении накопления настоящих красноцветов и замещении их бурыми разновидностями субаэральных накоплений. Развитие бурых окрасок, по приведенным высказываниям И. И. Гинзбурга (1947) и В. Н. Разумовой (1961), должно рассматриваться как следствие похолодания. Но фациально-генетический тип пород при этом не изменился, что является результатом неизменного семиаридного режима, по-прежнему господствовавшего в Забайкалье и на примыкающих с юга территориях. Некоторые данные спорово-пыльцевого анализа раскрывают картину существовавших открытых степных пространств с незначительным участием (вероятно, по склонам гор) древесной растительности, представленной такими устойчивыми к засушливым условиям видами, как сосна и береза. Следовательно, похолодание не сопровождалось здесь повышением влажности.

Новое изменение климата связано с началом верхнего эоплейстоцена. Сократилась активность склоновых процессов, что можно сопоставить с ликвидацией открытых пространств и полным облесением территории в северной зоне. Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения вновь стали господствовать. Данные палеокарпологического и спорово-пыльцевого анализов указывают на преимущественное развитие лесной растительности, близкой к темнохвойной тайге, главными лесобразующими породами в которой были ель, сибирский кедр, а постоянную примесь образовывали пихта и некоторые хвойные экзоты — в предгорных областях тсуга, на равнинах — *Pinus sec. Strobus*. Также почти повсеместно произрастали в небольшом количестве широколиственные породы — вяз (*Ulmus aff. pumila*), липа (*Tilia amurensis*), дуб, а местами также граб и орешник. В некоторых районах (верхняя Лена, Якутия) наряду с темнохвойными породами большая роль в лесах принадлежала также сосне и березе, но и здесь (кроме севера Якутии) в качестве примеси присутствовали широколиственные.

Указанные особенности растительного покрова, так же как и литофациальные особенности пород, характеризуют климат верхнего эоплейстоцена как гумидный, умеренно теплый. Он по ряду признаков схож с климатом нижнего эоплейстоцена, однако, по-видимому, был несколько холоднее, так как многообразие хвойных экзотов заметно уменьшилось и вместо нескольких видов тсуги сохранился (и только во время формирования нижней части разреза) один ее вид. Подобные представления о климате подтверждаются и составом фауны беспозвоночных. Особенно показательны массовые скопления остатков корбикул (*Corbi-*

cula fluminalis), формы в ископаемом состоянии весьма обычной в тобольском горизонте Западной Сибири (Николаев, 1963; Волкова, 1966, и др.), в частности в толще диагональных песков. В настоящее время этот вид распространен в Средней Азии, в еще более южных частях материка и на Балканском полуострове. Столь же показательно присутствие харовой водоросли *Rhabdochara kujalnicensis*, известной также, по данным В. А. Маслова, в куяльницких отложениях Приодесского района. В местонахождении на верхней Лене остатки этих организмов встречаются совместно с костями крупных млекопитающих, принадлежавших к видам тираспольского фаунистического комплекса, также развивавшимся в Восточной Европе и в Западной Сибири при умеренно теплом климате в лесостепных ландшафтах. Присутствие этих млекопитающих наводит на мысль, что на юге внеледниковой области, в частности на средней и верхней Лене, в лесные массивы с юга внедрялись полуоткрытые пространства, в которых крупные растительноядные животные (слоны, лошади, носороги) находили себе благоприятные условия для жизни.

В южной зоне полностью сохранился существовавший и ранее тип климата, однако и здесь можно констатировать некоторое возрастание увлажнения. Оно доказывается соответствующими спорово-пыльцевыми спектрами, отражающими существование лесостепных и степных растительных ассоциаций с преобладанием среди травянистых растений злаков, лебедовых и полыней. В благоприятных местообитаниях росли широколиственные — дуб (*Quercus mongolica*), липа (*Tilia amurensis* и *T. sibirica*), вяз, лещина. Ближе к горам, например в бассейне Чикоя, преобладали сосново-березовые леса даже с участием ели. Однако открытые ландшафты по-прежнему существенно преобладали и служили ареной для жизни многих животных центральноазиатского происхождения — слонов-намадикусов, лошадей, антилоп и ряда хищников. Выводы, полученные Э. А. Вангенгейм из палеоэкологического анализа, не расходятся с данными по спорам и пыльце (Вангенгейм и др., 1966; Равский и др., 1964).

В более южных районах Внутренней Азии в рассматриваемую эпоху также наблюдаются ослабленные признаки увлажнения. Так, в верхних горизонтах верхнелихийского леса, сопоставляемого нами с верхним эоплейстоценом (Громов и др., 1965), Лю Дунь-шень и Чжан Цзун-ху (1962) отмечают в спорово-пыльцевых диаграммах (повышение содержания пыльцы древесных пород, а Ли Сы-гуан (1952) приводит сведения о находках в пещерных слоях Чжоу-коу-дянь скорлупы ореха, использованного синантропами в пищу. Близость фауны верхнесаньньской свиты Северного Китая и тологойской фауны Забайкалья также дает возможность установить известную общность ландшафтов и, следовательно, климата всей южной части Внутренней Азии.

Приведенные данные, хотя и позволяют выявить определенные временные и зональные изменения климата эоплейстоцена, вполне отчетливо указывают на его бореальный, умереннотеплый тип с относительно ослабленными провинциальными отличиями. Слабая дифференциация климата в это время подчеркивалась Бютцером (Butzer, 1961) и для Европы.

Климаты плейстоцена

Прогрессивное ухудшение климата фиксируется всеми известными сейчас признаками на грани эоплейстоцена и плейстоцена, хотя климатический переход между ними, как можно заметить в ряде разрезов, весьма постепенен. Этот переход выявляется на пыльцевых диаграммах возрастанием роли недревесных, в том числе спор, появлением большого количества березы, лиственницы, а затем и постепенным исчезновением лесной растительности. Деградацию лесной зоны мы считаем гранью, отделяющей эоплейстоцен от начала ледникового времени, от

плейстоцена. Такой же критерий используется для отделения отложений межледниковий от отложений, синхронных оледенениям.

В нижней части геологического разреза плейстоцена можно встретить уже первые криогенные нарушения типа «инволюций», свидетельствующие о распространении многолетней мерзлоты. Совершенно понятно поэтому, что в северных районах вблизи центров оледенения это время фиксируется появлением отложений ледникового комплекса. Заметное похолодание климата вызвало также существенную перестройку органического мира. Именно в это время в Восточной Сибири, в Монголии и северных районах Китая, в частности, в бассейне р. Сунгари, появляется холодоустойчивый комплекс млекопитающих, по составу входящих в него животных сходный с хазарским комплексом Восточной Европы. Среди моллюсков распространены маломерные угнетенные виды, с тех пор появляющиеся в каждом ледниковом горизонте. Однако наиболее развернутые данные о климате самаровского ледникового я могут быть получены на основе реконструкции растительного покрова спорово-пыльцевым методом.

Анализ образцов из геологических разрезов, изученных Л. В. Голубевой совместно с автором, показали, что в течение самаровского времени можно различать три фазы развития растительности, последовательно сменявших одна другую. В течение первой половины оледенения, которую мы связываем с периодом роста ледников, на значительном пространстве перигляциальной зоны распространялись безлесные тундровые пространства. Флора перигляциальной тундры была представлена преимущественно кустарниковыми видами березы (*Betula sec. Nanae*) и разнотравьем; обычно в ней присутствовали сфагновые мхи и осоки, водные (из семейства *Alismataceae*), а также тундровые и горноальпийские плауны — *Lycopodium alpinum*, *L. pungens* и *L. selago*. Все это определенно характеризует климат начала самаровского оледенения как холодный и влажный. Действительно, карликовая березка растет в современной тундре, в гольцах и на моховых болотах лесной зоны (Деревья и кустарники ..., т. II, 1951), всегда на хорошо увлажненном субстрате. Обилие пыльцы сфагновых мхов свидетельствует о широком развитии сфагновых болот. Что касается упомянутых плаунов, то *L. pungens*, например, является типичным растением тундры (Гричук М. П., Гричук В. П., 1960) в западном секторе советской Арктики, не проникающим южнее Полярного круга. К востоку от Енисея эти плауны продвигаются по горам и значительно южнее. Разнотравные луга также хорошо развиваются, судя по данным этих же авторов, при обилии осадков. Все это позволяет сделать вывод, что климат начала самаровского времени мало отличался от климата современной тундры.

В ряде геологических разрезов Л. В. Голубевой прослежен переход от первой фазы развития растительности ко второй. Вторая фаза соответствует широкому распространению ксерофитной безлесной растительности. В составе растительного покрова доминировали полыни и лебедовые, значительное участие принимала эфедра, злаки. Кроме того, как и в первую фазу, произрастали, вероятно на обнаженных склонах, каменных развалах и т. д., аркто-альпийские виды плаунов (*Lycopodium alpinum*, *L. pungens* и др.), а также плаунок *Selaginella sibirica*. «Появление спор восточносибирского вида плаунок — *Selaginella sibirica* указывает на возникновение условий резко континентального климата» (Гричук М. П., Гричук В. П., 1960, стр. 73). Сочетание в растительном покрове холодостойких и ксерофитных видов свидетельствует о весьма сухом и холодном климате. Вероятно, достаточно полный его современный аналог найти трудно, как нельзя найти в современных ландшафтах растительности типа «холодных степей». Во всяком случае не приходится сомневаться, что климат второй фазы отличался крайней континентальностью, низкими зимними и относительно высокими летними

температурами, большими амплитудами суточных и сезонных температур, незначительным количеством осадков, выпадающих преимущественно летом.

Именно с развитием второй фазы растительности связаны трещинные формы среди криогенных деформаций и появление лёссовидных аллювиальных и склоновых отложений. Эту фазу мы сопоставляем с этапом прекращения роста покровного ледника, восстановлением над ним устойчивого антициклонального режима и связанной с ним меридиональной циркуляции атмосферы, сухими и холодными северными ветрами во внеледниковой области.

В самую последнюю — третью фазу вновь намечается некоторое повышение влажности климата, что выражено в сокращении участия ксерофитов, возрастании роли разнотравья, появлении древесных пород, главным образом березы и ольхи, а также кустарничков *Ericales*. Эта фаза отвечает уже завершающему этапу в развитии ледников, их распаду, а хронологически стоит на грани с межледниковьем.

Климатические условия этого мессовского межледниковья раскрыты еще весьма недостаточно. Мы располагаем для этого лишь несколькими геологическими разрезами, отражающими неопределенную часть второй половины межледниковья. Однако и эти ограниченные данные позволяют прийти к выводу о принципиально ином типе климата по сравнению с климатом предшествующего, самаровского оледенения. Находки в отложениях мессовского горизонта толстостенных раковин анодонт (*Anodonta jeniseica* и *Anodonta* sp.), известных из осадков эоплейстоцена, но нигде в Сибири не встреченных в перигляциальных отложениях, свидетельствуют о сравнительно теплом климате. Анодонты распространены в южной части Сибири и в настоящее время.

Такие же выводы о климате мессовского времени можно сделать и из факта распространения лесостепной (т. е. близкой к современной) растительности в районе г. Красноярска. В Присаянье спорово-пыльцевым анализом отложений мессовского горизонта восстановлено существование сосново-лиственничных лесов. Если вспомнить, что погребенная почва, лежащая в основании лёссовидных склоновых отложений в области современной лесостепи, относится к степному типу и имеет хорошо развитый гумусный горизонт, то можно полагать, что граница лесостепи в мессовское время мало отличалась от современной и что климат, следовательно, был межледниковым, близким к современному.

В разрезах аллювия мессовские слои наращиваются обычно тазовскими перигляциальными слоями, точно так же как мессовская погребенная почва перекрывается ярусом лёссовидных накоплений, синхронных тазовскому оледенению. В этих отложениях собраны в ряде местонахождений многочисленные раковины моллюсков. Здесь же получены и довольно полные спорово-пыльцевые диаграммы по разрезам тазовского горизонта. На основе этих данных климат тазовского времени может быть в общих чертах восстановлен достаточно ясно.

Моллюски принадлежат (списки приведены выше) в основном наземным формам из родов *Pupilla*, *Vallonia*, *Succinea* и именно таким видам, которые специализированы к жизни в холодных и засушливых условиях. Часть видов, например *Succinea oblonga*, безразлична к термическому режиму, но приспособлена к сухому климату (Ložek, 1955; Куница, 1961).

Изучение спорово-пыльцевых комплексов тазовского горизонта позволяет уточнить эти данные. Так же, как и для самаровского времени, выделяются три фазы развития климата.

Первая фаза холодного и влажного климата (криогигротическая), вторая — холодного и сухого климата (криоксеротическая) и третья (заключительная) фаза некоторого увлажнения. В течение первой фазы была распространена растительность типа тундры или лесотундры, во

вторую — типа «холодной степи», в третью — несколько возросла (относительно второй фазы) роль влаголюбивых растений (см. рис. 30). По сравнению с фазами климата самаровского времени, если судить о них по пыльцевым данным, фазы тазовского времени менее отчетливы. Но закономерное распределение криогенных текстур (преобладание в первую фазу «инволюций», а во вторую — трещинных форм) проявляется не менее ясно.

В Забайкалье (и, вероятно, в соседних районах Монголии) вторая фаза отличалась особой засушливостью, что обусловило здесь широкое развитие сухих холодных полярных степей. С подобным типом растительности хорошо увязывается распространение лёссовидных отложений, представленных склоновыми, аллювиальными, овражными образованиями. Изучение текстуры и вещественного состава этих отложений привело Н. В. Ренгартен к выводу о чрезвычайно засушливых и холодных условиях их накопления. Об этом, по ее мнению, свидетельствует ничтожно малая карбонатность лёссовидных пород. В холодном климате растворимость карбоната была настолько велика, что он практически не выпадал в осадок. Небольшая карбонатность лёссовидных отложений обязана только примеси к породе известковистого «скелета» водорослей. Водоросли, по заключению В. П. Маслова, принадлежат к типу «золотистых», которые для нормальной жизнедеятельности требовали периодической увлажненности и вынуждены были поглощать высокоминерализованную воду, отлагая вещество в панцире.

На грани с казанцевским межледниковьем идет неуклонный процесс облесения открытых прежде ландшафтов, причем в нем Р. Е. Гитерман и Л. В. Голубева, (1965) различают три фазы. В первую из них на юге Средне-Сибирского плоскогорья распространились светлохвойные леса из сосны и лиственницы со значительным участием березы, имелись еще открытые участки разнотравных степей и лугов. Во вторую, оптимальную фазу в связи с дальнейшим потеплением и увеличением влажности распространилась темнохвойная тайга с преобладанием ели и местами сибирского кедра. К югу от лесной зоны, в Забайкалье, господствовали степные и лесостепные ландшафты, причем островные леса состояли из сосны, березы и широколиственных (дуб, липа).

Преобладание в составе лесов северной зоны ели и заметная примесь пихты свидетельствуют о климате более мягком и влажном, чем современный, так как в настоящее время эти деревья не имеют лесообразующего значения и составляют только примесь в сосново-лиственничных лесах. О более теплом, чем современный, климате можно составить представление и по отдельным находкам раковин устриц — моллюсков, современный ареал которых замыкается в Центральной и Северной (до широт Ленинграда) Европе.

Наличие в Присяяне хорошо сформированной черноземной почвы, несущей некоторые признаки образования в сухой степи, служит основанием для вывода о том, что значительная часть юга Сибири по климату была подобна областям южной темнохвойной тайги на ее границе со степями. Вероятно, климат был близок к климату аналогичной современной зоны (например, климату окрестности Ачинска, Тавды, Мензелинска). С известным приближением поэтому можно принять следующие основные показатели температуры по месяцам для времени оптимальной фазы казанцевского межледниковья:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-19	-17	-11	+1	+11	+17	+19	+15	+10	+1	-19	-16

годовая $+0,2^{\circ}$; годовое количество осадков 400 мм.

Умеренный климат казанцевского межледниковья в очередной раз трансформировался вместе с развитием зырянского оледенения.

На опромных пространствах Средне-Сибирского плоскогорья, оста-

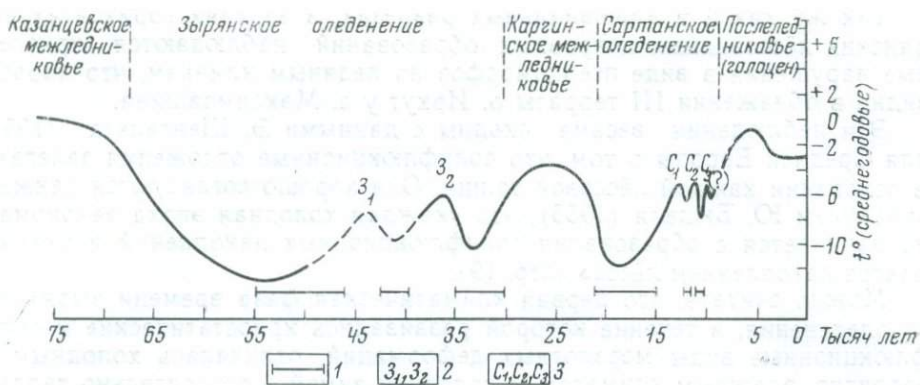


Рис. 99. Схематическая климатическая кривая верхнего плейстоцена Восточной Сибири
 1 — время накопления лёссовидных отложений; 2 — интерстадиалы зырянского оледенения; 3 — интерстадиалы сартанского оледенения

вавшихся свободными от ледникового покрова, зырянскому оледенению северных и горных областей отвечают озерно-ледниковые, склоновые и аллювиальные образования.

Весьма важным обстоятельством для понимания изменения климата имеет распределение типов мерзлотных текстур в разрезе зырянского аллювия: складчатых в нижней его части и трещинных — в верхней.

Нельзя не обратить внимания также на распределение лёссовидных образований в аллювиальных и озерно-аллювиальных толщах. Они закономерно занимают место в верхах разреза зырянских осадков. Это дает право утверждать, что условия, оптимальные для накопления лёссовидных образований, существовали лишь во вторую половину зырянского ледниковья. Положение эпох лёссонакопления в абсолютной шкале верхнего плейстоцена показано на рис. 99. Среда отложения лёссов хорошо изучена как русскими и советскими, так и западноевропейскими исследователями. Общеизвестно, что лёсс и лёссовидные образования возникли в сухих аридных областях. Большинство современных авторов полагает, что в этих областях господствовал весьма холодный климат.

В зырянском лёссе юга Сибири, как это установлено Н. В. Ренгартен по собранным нами образцам, карбонатное вещество, так же как и в тазовском лёссе, представлено только остатками золотистых водорослей, что должно рассматриваться как результат крайне холодных и сухих условий эпохи накопления этих отложений.

В изученном нами разрезе покровных образований, вскрытых карьером шамотного завода в низовьях р. Белой, в зырянском ярусе лёссовидных склоновых образований мощностью 6—8 м отмечаются два горизонта маломощных погребенных интерстадиальных почв, выраженных гумусным слоем со слабыми признаками оглеения ниже. Прослеживая текстуры лёссовидных образований, можно заметить, что интерстадиальные почвы внутри яруса зырянских покровных образований и горизонт лёссовидных покровных образований, лежащий непосредственно на этих почвах, затронуты заметными мерзлотными деформациями солифлюкционного типа. Мощность нарушенных солифлюкцией образований в каждом горизонте близка к 1 м. Следовательно, непосредственно после каждого интерстадиала климатические условия благоприятствовали проявлению солифлюкции: должны были быть сравнительно высокие летние температуры и достаточно высокая влажность грунта (по-видимому, в весенний сезон).

Лёссовидные породы с солифлюкционной структурой переходят выше по разрезу в бесструктурные разновидности со столбчатой отдельностью.

Так же как и в аллювиальных разрезах, в верхних горизонтах зырянских лёссовидных покровных образований наблюдаются криогенные нарушения в виде псевдоморфоз по ледяным клиньям, что хорошо видно в обнажении III террасы р. Иркут у с. Максимовщина.

Эти наблюдения весьма сходны с данными Э. Шенгальса (1955) для Средней Европы о том, что солифлюкционные отложения залегают в основании каждой лёссовой толщи. Они хорошо согласуются также с указанием Ю. Бюделя (1955), что «каждая холодная эпоха закономерно начинается с образования солифлюкционных накоплений и оканчивается накоплением лёсса» (стр. 19).

Можно считать, что первая климатическая фаза времени зырянского оледенения, в течение которой развивались криостатические и солифлюкционные виды мерзлотных деформаций, отличалась холодным и, вероятно, влажным климатом, с холодной зимой и относительно теплым летом. Этот климат во вторую фазу стал гораздо более резко континентальным и явился причиной значительного уменьшения мощности летнего деятельного слоя, снижения количества осадков и, по-видимому, большей разности летних и зимних температур. Массовое распространение получили полигональные грунты, фиксируемые в ископаемом состоянии в качестве псевдоморфоз по ледяным клиньям.

Обратимся далее к важной группе палеоэкологических критериев климата зырянского времени. При этом мы опираемся главным образом на палинологические материалы Л. В. Голубевой (Голубева, Равский, 1964). В настоящее время имеется значительное количество палеоботанических данных, позволяющих охарактеризовать климат зырянского века.

Состав пыльцы и спор из отложений II (зырянской) надпойменной террасы р. Белой в упоминавшемся разрезе у устья речки Магой (см. рис. 36) свидетельствует о холодном климате времени образования осадков. По всему разрезу преобладает пыльца травянистых растений и кустарников. В нижней части разреза в составе пыльцы травянистых растений господствует пыльца осок. Довольно много содержится пыльцы злаков, полыни, лебедовых, разнотравья, присутствует пыльца кустарниковой березки. Споры принадлежат сфагновым мхам, папоротникам, зеленым мхам и плаунам. Среди плаунов определены *Lycopodium pungens*, *L. alpinum*, *L. complanatum*. Встречены споры плаунов — *Selaginella selaginoides* и *S. sibirica*. Отмечена единичная пыльца древесных пород: ели, сибирского кедра, сосны, березы. В верхней части разреза значительно уменьшается количество пыльцы водных растений, разнотравья и увеличивается количество пыльцы ксерофитов — полыни и лебедовых. В составе пыльцы травянистых растений преобладают полыни и злаки. Исчезает пыльца кустарниковой березки.

Таким образом, по заключению Л. В. Голубевой, нижняя часть разреза формировалась в условиях холодного и относительно влажного климата при наличии безлесного ландшафта с преобладанием тундровых элементов, а верхняя — в условиях холодного, но уже более сухого климата.

Этот вывод подтверждается также результатами палеокарпологии ского анализа (Равский, 1960). В торфянике, погребенном в аллювии террасы, найдены остатки таких тундровых форм, как *Salix polaris* Wahlenb., *Polygonum viviparum* L., *Vaccinium*, *Betula nana* L. и др. В этих же слоях встречены многочисленные раковины моллюсков, указывающих на существование неблагоприятных условий обитания.

Некоторые представления об условиях накопления зырянских покровных образований дает рассмотрение комплекса ископаемых моллюсков, определенных А. А. Стекловым из лёссовидных зырянских суглинков, лежащих на поверхности аллювия III надпойменной террасы. Найденные здесь формы *Succinea striata* L. Pfr., *Vallonia tenuilabris*

А. Вг., *Pupilla* ex gr. *muscorum* L. обычны в лёссах Украины и Центральной Европы, а *S. striata* известна в составе современной малакофауны Чукотского полуострова и Аляски.

О преобладании открытых пространств в ландшафте свидетельствует и состав фауны млекопитающих, остатки которых извлечены из зырянских аллювиальных и покровных образований.

Зырянские озерные и озерно-ледниковые отложения в Тункинской впадине (с. Шимки) затронуты интенсивными мелкими криогенными нарушениями, происшедшими за счет вытаивания сегрегационного льда. Спорово-пыльцевая диаграмма, составленная Л. В. Голубевой (см. рис. 44), показывает, что в общем составе этой части разреза преобладают споры и пыльца травянистых растений. Споры принадлежат в основном плаунам, среди которых господствует *Lycopodium alpinum*, но присутствуют также *L. selago* и *L. complanatum*. Среди трав много пыльцы разнотравья, водных (из сем. *Alismataceae*), осок, злаков. Встречается (до 8%) пыльца кустарниковой березки. В верхней части разреза (глубина 0,4 м) увеличивается участие пыльцы полыни, исчезают пыльца водных растений и споры. По-видимому, здесь встречены осадки, отвечающие первой климатической фазе, и намечен переход от первой ко второй, более сухой климатической фазе зырянского времени.

Отложения, соответствующие первой климатической фазе зырянского оледенения, слагают также верхнюю часть аллювия II террасы Иркутка у устья Большой Быстрой. Спорово-пыльцевые анализы, как и в разрезе у д. Шимки, показали распространение безлесных ландшафтов со значительным участием тундровых элементов.

В бассейне Чикоя изучены более высокие горизонты зырянских отложений, относящихся, по-видимому, ко второй климатической фазе зырянского века. Здесь господствовали безлесные приледниковые ландшафты с обилием ксерофитов, а также присутствием тундровых видов плаунов и кустарниковой березки.

Для центральных и северных районов Восточной Сибири палеоботанические материалы для зырянских отложений получены Р. Е. Гитерман (1963). Две фазы в развитии приледниковой растительности зырянского времени здесь выражены менее отчетливо, а в северо-восточных районах они уже не прослеживаются. Например, в бассейне Индигирки участки заболоченной тундры чередовались с каменной тундрой. В растительном покрове участвовали одновременно как влаголюбивые растения (осоки, разнотравье, кустарниковая березка), так и ксерофиты (полынь, лебедовые). В довольно значительном количестве произрастал плаунок — *Selaginella sibirica*.

В бассейне Вилюя в первую половину оледенения (во время образования аллювиальных отложений II надпойменной террасы) существовали безлесные ландшафты с большим участием разнотравья, злаков, кустарниковой березки, со сфагновыми и осоковыми болотами. На каменистых участках тундры произрастали полыни, лебедовые, плаунки (*Selaginella sibirica*). Во вторую половину оледенения (во время формирования лёссовидных покровных отложений на IV надпойменной террасе) значительно увеличивается в растительном покрове участие ксерофитов, а также плаунка *S. sibirica*.

В бассейне Нижней Тунгуски во время формирования верхней части аллювия II надпойменной террасы были развиты перигляциальные ландшафты с большим участием ксерофитов. Вероятно, изученные отложения соответствуют здесь второй половине оледенения.

Попытаемся далее на основе геологических наблюдений и данных спорово-пыльцевого и палеокарпологического анализов составить некоторые конкретные представления об отдельных элементах климата времени зырянского оледенения Восточной Сибири.

При климатической характеристике ледниковый необходимо учитывать следующие данные: 1) существование следов многолетней мерзлоты; 2) наличие структурных грунтов и форм ископаемого тундрового микро рельефа; 3) глубину летнего оттаивания (или мощность деятельного слоя); 4) экологию отдельных компонентов флоры и характер растительного покрова; 5) экологию фауны.

Для истолкования палеоклиматического значения криогенных тектур важно знание географического распространения структурных грунтов. В обзоре по этому вопросу А. Ян (Jahn, 1951) выделяет следующие ландшафтно-климатические пояса: 1) Арктику, для которой характерна малая глубина летнего оттаивания (до 0,8 м), мелкие морозобойные трещины усыхания; 2) Субарктику северную со средней глубиной летнего оттаивания (0,5—1,5 м), с глубокими морозобойными трещинами, образующими полигональные системы; встречаются также редкие и мелкие бугры пучения; 3) Субарктику южную, отличительными особенностями которой являются глубокое оттаивание (до 2 м), проявление в благоприятных местах солифлюкции и наличие частых и высоких бугров пучения.

На основании данных советских авторов и сведений из литературы по Аляске и Канаде этот автор считает, что имеются выдержанные пространственные соотношения между шириной указанных поясов (соответственно): 1/5; 2/5, 3/5.

До некоторой степени сходную картину геокриологического деления территории СССР изобразил И. Я. Баранов (1962). Однако он не отделил на схеме геокриологической зональности современные явления от реликтовых, ископаемых и поэтому ее применение для интерпретации геологического прошлого оказалось невозможным.

Для использования данных о многолетней мерзлоте в целях восстановления климата необходимо определить обстановку, в которой она формируется. Этот вопрос рассматривается во многих работах. Большинство современных исследователей, занимающихся этим вопросом (Попов, 1959, 1965; Баулин, 1962; Туммель, 1946; Достовалов, 1961; Taber, 1943 и др.), полагают, что для образования многолетней мерзлоты средняя годовая температура рыхлых отложений должна быть ниже -3°C . Сохраняется мерзлота при температурном режиме от 1 до -3° и деградирует при среднегодовых температурах выше -1°C . Судя по карте современной средней годовой температуры горных пород, приведенной к уровню моря (Основы геокриологии, 1959), изолиния среднегодовой температуры -3° в подошве активного слоя проходит в северной части плато Путорана, в верховьях Вилюя, пересекает р. Лену несколько южнее г. Якутска и уходит к верховьям рек Индигирки и Колымы. Среднегодовая температура этих мест сейчас -6 — -8° . Тем не менее в пределах Восточной Сибири здесь часты проявления термокарста, отражающие состояние деградации многолетней мерзлоты. Это кажущееся противоречие между приведенными данными об условиях образования и деградации многолетней мерзлоты можно, по-видимому, разрешить, считая, что распределение температур по сезонам сейчас и во время зырянского оледенения было весьма различным, что не могло не сказаться на состоянии температуры грунтов.

Некоторые указания о летних температурах зырянского времени может дать глубина летнего оттаивания в толще зырянских отложений, которая фиксируется мощностью деятельного слоя.

В приведенном выше разрезе аллювия II террасы р. Белой криостатическими деформациями затронута толща пород в 1,4 м. В настоящее время в зоне многолетней мерзлоты мощность деятельного слоя на породах супесчаного и песчаного субстрата, близкая к 1,5 м, свойственна, например, области широтного течения р. Нижней Тунгуски, где среднегодовая температура равна -8° , а среднеиюльская составляет $+16^{\circ}\text{C}$.

Приблизительно такая же среднегодовая температура, по-видимому, была в южной (Присаянской) части Восточной Сибири. Вместе с тем, нельзя предполагать, что в Присаянье июльская температура достигала $+16^{\circ}$, как в настоящее время на Нижней Тунгуске, так как приведенные палинологические, палеокарпологические данные свидетельствуют о распространении безлесных тундро-степных условий. Южная граница сходных ландшафтов довольно близко совпадает сейчас с июльской изотермой $+10^{\circ}$. По этим данным мы должны прийти к выводу, что средняя июльская температура во всей рассматриваемой области должна быть ниже $+10^{\circ}$ и, следовательно, не меньше чем на $6-10^{\circ}$ ниже современных летних температур на этих же широтах.

В более высоких частях разреза зырянских отложений, вскрытых карьерами шамотного завода, мощность деятельного слоя, фиксируемая нарушениями интерстадиальных почв, уменьшается до 1 м. Аналогичные условия сейчас наблюдаются лишь в Субарктике. В Арктике, например в низовьях Индигирки, глубина летнего протаивания достигает всего 0,7 м (Мухин, 1960). Из приведенных данных ясно, что климатическая обстановка зырянского времени была близка к той, которая свойственна современной тундре. Об этом свидетельствует и широкое развитие полигональных структур, характерных именно для этой физико-географической зоны.

Таким образом, можно установить, что во время зырянского оледенения депрессия летних температур по отношению к современным достигала в бассейне широтного течения Нижней Тунгуски не меньше чем $6-8^{\circ}$, в районе г. Якутска — $9-10^{\circ}$, а в Присаянье — $10-12^{\circ}$.

Составить суждение о зимних температурах труднее. Южная граница развития современных повторножильных льдов (Основы геокриологии, 1959) совпадает в общем с изотермой января — $30-32^{\circ}$. В зырянское время эта граница смещалась на юг на 15° широты и больше. В Прибайкалье и Забайкалье сейчас средняя январская температура равна -20° . Из этого можно заключить, что зимнее понижение температур относительно современной в зырянское время достигало $10-12^{\circ}$ (см. рис. 99).

О существовании зимних осадков свидетельствует тип гидрологического режима рек, указывающего на существование паводков. Но, судя по широкому распространению копытных животных — лошадей, бизонов, оленей, а также шерстистых носорогов и других, — глубина снежного покрова была невелика и, вероятно, не превышала 0,3 м, так как при большей мощности снегового покрова лошади, олени, сайга и другие животные уже не в состоянии добывать себе пищу.

Для восстановления системы ветров данных сейчас недостаточно. Можно лишь на основании логических предпосылок думать, что в первую фазу оледенения преобладала западная циклоническая циркуляция атмосферы, принципиально не отличающаяся от современной. В эту фазу, благодаря океаническим осадкам, разрастался, хотя, как известно, и весьма ограниченно, материковый ледник и ледники в горах, особенно на их западных склонах. Во вторую фазу циркуляция была обусловлена антициклоном, установившимся в области покровного ледника, и во внеледниковой области ветры дули преимущественно с севера и северо-востока.

Анализ имеющегося палеоботанического материала показывает, что уже к началу зырянского оледенения произошла значительная деградация лесов и во время оледенения на большей части территории существовали безлесные ландшафты. Эти ландшафты в начале или в первую половину оледенения характеризовались большим участием в растительном покрове тундровых и северотаежных элементов. В северных и центральных районах широко были развиты сфагновые и осоковые болота. Эти болота имелись и на юге Сибири.

Большое распространение получила кустарниковая березка (*Betula* sec. *Nanae*), а местами такое специфически тундровое растение, как полярная ива (*Salix polaris*). Кроме того, в растительности первой половины оледенения были широко развиты разнотравные ассоциации из сложноцветных, гвоздичных, камнеломковых, лютиковых и других растений, а также водные растения. Из плаунов были наиболее распространены *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *L. selago* — растения, характерные для тундр и альпийской области гор. Из плаунок определены *Selaginella selaginoides* — растение влажных местообитаний, *S. sanguinolenta* и *S. borealis* — растения скал, а также *S. sibirica* — растение сухих и светлых местообитаний.

Наряду с широким развитием безлесных ландшафтов в некоторых районах Якутии, в бассейне среднего и нижнего течения Алдана, Средней Лены произрастали островные лиственничные и сосново-березовые леса в сочетании с травянистыми ассоциациями (Гитерман, 1963). На юге Восточной Сибири сосново-березовые редколесья устанавливаются для Западного Забайкалья (долина р. Чикой).

Начиная со времени максимального развития ледников и в период их постепенной деградации происходят изменения в составе перигляциальной флоры. Безлесные ландшафты типа тундры сменяются безлесными ландшафтами типа «холодной степи». В растительном покрове значительно сокращается количество влаголюбивых растений и возрастает роль ксерофитов. На юге Восточной Сибири широко распространяются злаково-полынные и полынно-разнотравные ассоциации с большим участием лебедовых, присутствовала эфедра. В центральных и северных районах Восточной Сибири также существовали перигляциальные ландшафты с большим участием ксерофитов, но роль гигрофитов была несколько большей, чем на юге. Возрастает роль плаунка *Selaginella sibirica*. Споры *S. selaginoides* в отложениях, соответствующих второй половине оледенения, не обнаружены.

Из изложенных сведений об особенностях геологического строения и состава зырянских отложений, а также их палинологической характеристики и сопоставления этих данных вытекает четкое деление времени зырянского оледенения на две климатические фазы: первую — холодную и относительно влажную — криогигротическую, и вторую — холодную и значительно более сухую — криоксеротическую. Рубеж между ними определяется временем максимального продвижения зырянских ледников, так как их рост был возможен в обстановке сравнительно влажного климата с выпадением зимних осадков и конденсации водяных паров из атмосферы. Само же отступление ледников знаменует преобладание процессов испарения и, может быть, таяния льдов над их аккумуляцией.

Помимо двух климатических фаз зырянского века, в значительной степени определяющих его природу, в течение второй фазы отмечаются еще два климатических колебания, фиксируемые, как указывалось, погребенными почвами в лёссовидных отложениях. Тип этих почв со слабо сохранившимся и неотчетливо выраженным профилем изучен плохо. Поэтому дать оценку изменения климата затруднительно. Можно лишь прийти к заключению, что он стал несколько теплее, а главное — влажнее, благодаря чему на склонах появился сплошной дерновый покров, препятствовавший лёссонакоплению и способствовавший образованию почв.

Новый и значительный сдвиг в климате связан с наступлением каргинского межледниковья. Он выразился в процессах деградации многолетней мерзлоты и облесения открытых пространств холодных степей второй фазы зырянского ледниковья. К сожалению, изученность флоры и растительности каргинского горизонта еще недостаточна, и весь сложный ход развития климатов не восстановлен. С большей определен-

ностью можно говорить лишь об оптимальной фазе, когда на большей части Восточной Сибири господствовали сосново-березовые леса со значительными местами примесью ели и сибирского кедра.

Нетрудно увидеть, что состав каргинских лесов оказывается весьма близким к составу современного растительного покрова. В области преобладающих современных степных пространств погребенная каргинская почва (в разрезах Прибайкаля и Забайкалья) имеет также степной черноземовидный профиль. Эти данные указывают, следовательно, на то, что климат оптимальной фазы каргинского межледниковья был весьма сходен с современным.

Последний в плейстоцене импульс похолодания, одновременный горному сартанскому оледенению, судя по весьма разнородным данным, был весьма значительным и, по-видимому, не уступал похолоданию зырянского времени. Об этом можно судить по новому этапу развития многолетней мерзлоты и полей полигональных грунтов на всей советской территории Внутренней Азии. Леса каргинского времени вновь деградировали, уступив место открытым пространствам холодных степей, среди которых встречались сосновые и березовые редколесья, а также заболоченные пространства с кустарниковой березкой. В основном же в ландшафте господствовали разнотравно-полюнно-злаковые ассоциации с большим участием ксерофитов — полыней и лебедовых.

Ксерофитный растительный покров был развит на пространствах Забайкалья, которые представляли собой перигляциальную полупустыню. Здесь в качестве полноправных членов фитоценоза соседствовали полыни, лебедовые, несколько видов эфедры с некоторыми аркто-альпийскими плаунами.

Каргинские почвы под воздействием мерзлоты были разрушены и возобновилось накопление лёссовидных образований на склонах. Приведенные данные позволяют убедиться в том, что климаты сартанского и зырянского времени имели определенные черты сходства. По-видимому, они не отличались по температурному режиму. Однако существенное сокращение ледников, локализованных только в горах и на плаго Путорана, и значительно более высокая снеговая граница во время сартанского оледенения вполне определенно указывают на то, что климат был более сухим, а количество осадков, особенно зимних, — меньше. Выделить в климате сартанского времени несколько фаз, подобно более ранним оледенениям, не удастся. Весь этот отрезок плейстоцена имеет однородный характер. С большей определенностью намечаются некоторые провинциальные отличия. Появление в разрезе лёссовидных отложений сартанского горизонта интерстадиальных почв дает возможность судить о прекращении условий лёссообразования, о появлении сплошного дернового покрова и активных процессов почвообразования. Эти признаки указывают на потепление и некоторое увлажнение. Однако потепление не достигло значений, свойственных межледниковьям. Обе почвы носят отчетливо степной профиль. Об этом свидетельствует скопление карбонатного вещества в горизонте «В» и наличие ископаемых кротовин. Горизонт обызвесткования залегает почти непосредственно под гумусным горизонтом, что может быть истолковано как признак сохранившейся засушливости климата, так как современные почвы, имеющие высокий карбонатный горизонт, принадлежат области с малым количеством осадков. Правда, разрезы, в которых изучены погребенные почвы, относятся к северной части Минусинской впадины или Забайкалью, где и сейчас в ландшафте доминируют степи.

О потеплении во время второго внутрисартанского интерстадиала можно судить по составу ископаемой растительности в слоях, заключающих остатки таймырского мамонта. Эти остатки датированы временем 11450 ± 250 (Т-297; Гейнц, Гарутт, 1964), а древесина из вмещающих отложений — 11700 ± 300 (Мо-3) (Виноградов и др., 1961).

По заключению Е. Д. Заклинской (1959) и Б. А. Тихомирова (1950), тундровая растительность в эпоху таймырского мамонта существенно не отличалась от современной. Следовательно, климат второго интерстадиала сартанского времени приближался к нынешнему климату полярных районов Приенисейской Сибири. В Западной Европе в это же время (аллерёд) температура снижалась против теперешней на $2,5^{\circ}\text{C}$ (Iversen, 1954). Поскольку во внутриконтинентальных районах депрессия летних, зимних и среднегодовых температур никогда не была большей, чем в приокеанических секторах материка, то мы можем принять, что здесь она также не превышала $2-2,5^{\circ}$ и, судя по данным Физико-географического атласа мира (1964), равнялась в январе $-36-37^{\circ}\text{C}$, в июле $6-8^{\circ}\text{C}$, а среднегодовая была $-16-18^{\circ}\text{C}$. Сходство двух внутрисартанских погребенных почв по типу, мощности и т. д. позволяет думать, что приведенные климатические показатели подходят и для первого внутрисартанского интерстадиала, хронологически отвечающего, судя по данным Н. В. Кинд (1965, 1969), европейскому бёллингу.

Климаты голоцена

Позднеледниковый климат стал терять специфические черты на грани с голоценом, хотя начальные его фазы связаны с еще небольшим и постепенным потеплением, увлажнением и распространением лесного растительного покрова.

Работами Р. Е. Гитерман (1963), Л. В. Голубевой (Равский и др., 1964), П. Б. Виппера (1962) вполне достоверно выявлены три основных растительно-климатических фазы в истории голоцена. В течение первой из них формировались открытые ландшафты со сфагновыми болотами, злаково-разнотравными ассоциациями и небольшим участием кустарниковой березки. Однако уже можно констатировать развитие островных березовых лесов с ольхой и примесью ели. Эти флористические индикаторы свидетельствуют о несомненном увлажнении климата, но не о существенном его потеплении. Вторая фаза отмечена завоеванием лесами открытых прежде пространств, причем главными компонентами леса стали пихта и сибирский кедр, незначительное участие принимали ель и береза, а затем главенствующими древесными породами в лесах стали сосна и береза с примесью в Прибайкалье широколиственных — монгольского дуба и вяза. Эта фаза знаменует голоценовый климатический оптимум, ограниченный хронологически (Кинд, 1965; Лаврушин и др., 1963) в рубежах от 9—8,5 до 4,5 тыс. лет. В течение этого времени произошла в основном деградация многолетней мерзлоты во внеполярных районах. Природные зоны, в частности северная граница леса, как показывают данные Н. Я. Каца (1939), сместились к северу до 4° . Все это, естественно, свидетельствует о значительном потеплении относительно предшествующей фазы и современности.

В последнюю фазу голоцена (от 4,5 тыс. лет) до современности происходит становление современных ландшафтов и современного климата.

Приведенные выше данные об изменениях климата суммированы в виде климатических кривых, одна из которых (рис. 100) построена для внеледниковой зоны Восточной Сибири (приблизительно для бассейнов Тунгусок и Ангары) и охватывает весь антропоген. В основу построения климатической кривой положены изменения растительного покрова. Другая кривая (см. рис. 99) касается только верхнего плейстоцена (от оптимума казанцевского межледниковья до современности). Эта кривая основана на другом принципе. По одной ординате графика отложены среднегодовые температуры отдельных отрезков времени, а по другой — геохронологическая шкала в годах. Эта кривая дает для верхнего плейстоцена более точные и надежные данные о климате.

Рассмотрение обеих кривых показывает, что климаты всего антропогена испытывали частые и довольно резкие колебания. Амплитуда их нарастала во времени и максимума достигла в верхнем плейстоцене. Действительно, вполне отчетливое похолодание эоплейстоцена было относительно несильным и не сопровождалось развитием покровного оледенения. Похолодания плейстоцена резко усилились, что вместе с сохранившейся в начальные периоды значительной влажностью климата привело к оледенениям больших пространств высоких и умеренных широт.

Волны похолодания непрерывно чередовались с волнами потепления, что давно привело исследователей четвертичного периода к мысли о циклическом развитии климата и физико-географической обстановки вообще. В последнее время в циклах климата стали улавливаться более мелкие ритмы. Так, В. Шафер (Szafer, 1954), а затем В. П. Гричук и М. П. Гричук (1960) в периоде каждого оледенения различали две фазы с неодинаковой степенью влажности. В каждом межледниковье также давно палеоботаники выделяют обычно три фазы климата и растительности. Сама цикличность климата стала использоваться в качестве основного метода четвертичной стратиграфии, а этот метод стал противопоставляться методам биостратиграфии, основанным на эволюционном развитии органического мира.

Однако за чередованием крупных и более мелких циклов климата нельзя не видеть линии его направленного и необратимого развития. В самом деле, время отложения нижнего и верхнего горизонтов эоплейстоцена, несмотря на некоторые общие свойства (умеренно теплый климат, распространение в северной зоне бореальных лесов), имеют и глубокие различия. Они улавливаются в неодинаковой окраске отложений, в различиях видового состава фауны млекопитающих и лесобразующих пород и экзотических компонентов леса и т. д. Время среднего эоплейстоцена, как показано раньше, тем более непохоже в отношении климата на другие отрезки эоплейстоцена.

Еще более резко направленное развитие климата эоплейстоцена можно проследить на примере южной зоны, где наблюдается такая последовательность осадков: красноцветные карбонатизированные отложения — сероцветные карбонатизированные отложения. Причем красноцветные отложения подобного типа вообще не имеют аналогов в современной физико-географической обстановке.

Через частую циклическую смену климатов плейстоцена пробивается закономерность необратимого развития. Для выяснения этого обстоятельства важно остановиться на фазовом характере климатов оледенений. Исследования Л. В. Голубевой и автора (Голубева, Равский, 1964), проведенные в этом направлении, показали, что двухфазовый ритм изменения климата может быть приложим лишь

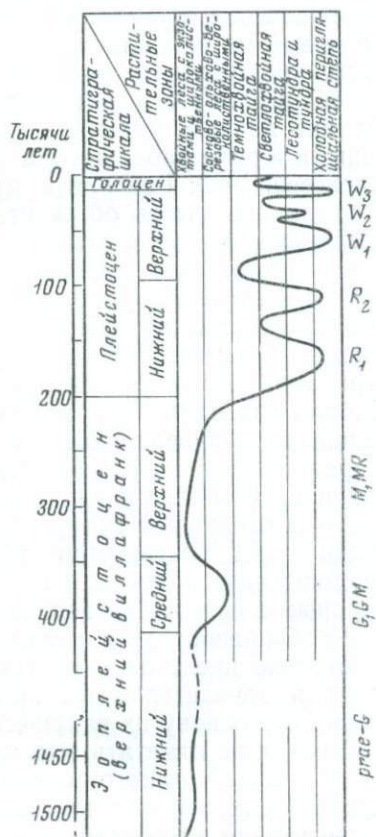


Рис. 100. Гипотетическая кривая климатов гумидной зоны Восточной Сибири в антропогене. Шкала времени построена на основе калий-аргоновых и радиоуглеродных датировок (Кинд, 1965)

ко времени зырянского оледенения. Время нижнеплейстоценовых — самаровского и тазовского — оледенений делится на три климатические фазы, причем первая и третья — холодные и влажные — при своем сходстве довольно неравноценны по степени увлажненности и по продолжительности: третья фаза короче и характеризуется менее влажным климатом. Что касается сартанского оледенения, то, как показано выше, в течение его развития можно различить лишь одну, в общем засушливую, фазу.

Таким образом, говоря о климатических особенностях антропогенного периода, правильнее в первую очередь подчеркивать общий направленный и необратимый ход эволюции климатов, а уже потом отмечать черты его некоторой повторяемости, которая не вполне правильно называется циклической.

Устанавливая эволюцию климатов антропогена, мы отмечаем лишь частный штрих общего эволюционного развития Земли, столь последовательно и ярко показанного Н. С. Шатским применительно к развитию земной коры и ее структур, а также эволюции осадочного процесса.

Раскрытие явления необратимого развития климатов делает ненужным и даже вредным с методологической точки зрения противопоставление двух основных методов стратиграфии антропогена — палеоклиматического и биостратиграфического, поскольку в основе каждого из них лежат одни и те же общие причины — эволюция природной среды.

К ПРОБЛЕМЕ ДОСАМАРОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Из изложенных материалов о фациально-генетическом составе эоплейстоценовых отложений и их палинологической характеристике был сделан вывод о умеренно теплом бореальном климате, существовавшем во время их накопления. Этот климат, однако, не был, как было показано, однородным в течение всего эоплейстоцена, а испытывал заметные колебания как в отношении температур, так и степени увлажнения. Однако данные, указывающие на сильные похолодания, не были получены, и в ряде работ автора (Равский, 1959а, б, 1960, 1961; Равский и Алексеев, 1960; Равский и др., 1964; Равский, 1969) последовательно проводилась мысль об отсутствии следов древнейшего антропогенного оледенения и соответствующего ледникового климата. Такие взгляды неоднократно приводились и в трудах многих других геологов. Но наряду с подобной точкой зрения издавна высказывалось и противоположное мнение, также широко отраженное в геологической литературе последнего времени. Его правоту некоторые исследователи видят в распространении досамаровских, по их понятиям, морен в горных областях Сибири (на Алтае, в Туве, Западном Саяне, Байкало-Саянском нагорье, Западном Приверхоянье), а также на Средне-Сибирском плоскогорье, в среднем течении Енисея. При полном обзоре указаний о следах оледенения на всей территории Восточной Сибири, вероятно, трудно найти место, в отношении которого в разное время не высказывались бы догадки о распространении древнейшего оледенения. Благодаря этому, неоднократно возникали предположения, что именно оно было самым крупным в истории четвертичного периода Сибири.

Чтобы разобраться в этом сложном вопросе, необходимо рассмотреть не столько представления тех или иных исследователей, сколько строго оценить доказательность приводимого фактического материала, положенного в основу их заключений.

Нельзя не отметить, что многие свидетельства о развитии древнейшего (досамаровского) оледенения, в особенности содержащиеся в старых работах, аргументированы с современной точки зрения настолько недостаточно, что мы не будем их касаться, а подвергнем разбору только

те данные исследований последнего десятилетия, которые содержат наиболее обстоятельные материалы по разбираемому вопросу.

Обзор соответствующих данных мы сделаем сначала по периферическому горному поясу южной Сибири, а затем по внутренней территории Восточной Сибири.

Весьма разноречивые сведения о древнейшем оледенении Горного Алтая вызвали оживленную дискуссию, развернувшуюся вокруг вопроса о ледниковой природе толщи грубых валунно-галечных отложений, прилегающих к склонам Курайского хребта и выполняющих Улаганскую межгорную котловину. В ней приняли участие Е. Н. Щукина (1953, 1960), Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961), Н. А. Ефимцев (1961), Е. В. Девяткин (1963), И. Г. Лискун (1963) и др.

Е. Н. Щукина, описавшая эту толщу в разрезах по р. Кубадру, пришла к выводу о ее ледниковом происхождении и выделила под названием башкаусской морены. По данным Е. Н. Щукиной, эта толща представлена охристо-желтыми и бурыми супесями и песками, насыщенными валунным материалом. Валуны распределены в толще породы неравномерно, имеют в общем не крупные размеры (от 0,1 до 0,5 м) и отличаются невысокой степенью окатанности. Весьма загадочным оказалось присутствие большого количества выветрелых валунов, превращенных в белую мучнистую маршаллитоподобную или в глинисто-древянистую массу. Из этих наблюдений был сделан вывод, что такой материал мог быть перенесенным только в мерзлом состоянии. О ледниковом происхождении валунной толщи, по ее мнению, свидетельствует также присутствие частично неместного (известняка) материала и наличие соответствующих спорово-пыльцевых комплексов. Так, О. В. Матвеевой в песчано-глинистой породе, вмещающей валуны, установлено присутствие пыльцы преимущественно древесных растений (84%). Среди них преобладает пыльца сосны (75%), представленная видами *Pinus silvestris* и *P. sibirica*, ели (21%), березы (4%). Из травянистых отмечено присутствие Gramineae, Chenopodiaceae, Compositae, *Artemisia* и др. Е. Н. Щукина полагала, что указанная пыльца переотложена из более древних, третичных отложений.

Еще более резко вопрос о ледниковом происхождении бурой песчано-валунной толщи, развитой по р. Кубадру, был поставлен Г. Ф. Лунгерсгаузенем и О. А. Раковец. Эта толща, по их описанию, «представлена грубыми, совершенно несортированными валунниками, заключенными в светло-бурую песчанистую супесь. Размеры валунов варьируют от мелких до глыб с поперечником в 1—1,5 м. Валуны сильно выветрелы, часть разложились и состоят из пород, слагающих гребневую часть и северный склон Курайского хребта» (1961, стр. 234). Экзотических пород в составе обломочного материала эти авторы, в отличие от Е. Н. Щукиной, не отмечают.

Ни у кого не возникало сомнений в эоплейстоценовом возрасте этой толщи благодаря ее залеганию под моренами катунского (первого плейстоценового) оледенения, бурой и охристой окраске и наличию выветрелых компонентов. Поэтому предположения о ледниковом генезисе вызвали к ней особое внимание. Толща по р. Кубадру и аналогичные образования в соседних районах Горного Алтая подверглись более подробным исследованиям. Н. А. Ефимцев (1961) сделал много новых наблюдений, указав прежде всего, что «башкаусская морена» сложена не песками и супесями, а валунным галечником, заключенным в хорошо отмывом песчано-гравийном цементе. Глинистой фракции в ней почти нет. Гальки и валуны в общем хорошо окатаны, а 10—15% из них обладают совершенной степенью окатанности. Последняя в общем возрастает в отложениях, лежащих в нижнем течении и в приустьевой части реки. Характер окатанности типично аллювиальный, а односторонне обработанных утюгоподобных валунов вовсе нет. Очень показательны располо-

жение уплощенных валунов и галек. Их длинные оси ориентированы в субгоризонтальном направлении с небольшим наклоном вверх по долине, в результате чего галечники приобретают типичное для аллювиальных отложений черепитчатое сложение и грубую слоистость. В целом всю толщу Н. А. Ефимцев считает горным аллювием, лишенным пойменных и старичных фаций. Большая (до 80 м) мощность толщи обязана, по его мнению, наложению одной на другую нескольких пачек горного аллювия, сформировавшихся в условиях тектонического погружения впадины.

Отчетливую слоистость, частично косую, с послышной дифференциацией материала по крупности, наблюдал в рассматриваемых толщах и Е. В. Девяткин (1963). Однако, в отличие от Н. А. Ефимцева, он считает, что присутствие обломочного материала разной степени выветрелости стоит в связи с тем, что в валунино-галечную толщу были включены обломки коренных пород разной степени сохранности.

Детальное изучение башкаусской свиты, проведенное И. Г. Лискун (1963), позволило не только уточнить геологические наблюдения Н. А. Ефимцева и Е. В. Девяткина, но и получить совершенно новые данные о вещественном составе этих пород. Так, И. Г. Лискун указывает на значительную диагенетическую переработку глинистого вещества, а именно переход слюд в гидрослюды и новообразования монтмориллонита, в котором несомненное участие принимала растительная органика. По мнению Н. В. Ренгартен, подобные преобразования могут происходить лишь при существовании теплых или умеренно теплых и относительно влажных климатических условий.

Таким образом, как литолого-генетические и текстурные особенности, так и состав глинистого вещества башкаусской толщи не допускают возможности ее отнесения к образованиям ледникового генезиса.

Кроме башкаусской свиты в разрезе эоплейстоцена Горного Алтая нет толщ, которые бы возбуждали сомнение относительно их моренной природы.

Полностью согласуются с приведенными данными об отсутствии оледенения на Алтае в эоплейстоцене и материалы И. С. Чумакова (1963). Этот исследователь на Рудном Алтае на основе анализа строения и состава эоплейстоценовой толщи, слагающей нижние горизонты разреза межгорных впадин, остатков ископаемых млекопитающих, главным образом грызунов, привел убедительные доказательства отсутствия ледниковых образований. «Анализ ископаемых фауны и флоры, литологических и фациальных особенностей как отложений вторушкинской свиты, так и подстилающих и перекрывающих ее образований,— пишет этот автор,— не дает оснований для выводов о каких-либо резких изменениях в физико-географической обстановке (по крайней мере для области предгорий), происшедших вслед за накоплением осадков павлодарской свиты или в начале формирования нижнеплейстоценовой толщи» (1963, стр. 123).

Весьма своеобразные отложения — валуны, частично уютообразной формы и несущие шрамы, характерные для ледниковых отложений, наблюдались в Тувинском высокогорье М. Г. Гроссвальдом (1963). Этот материал плотно сцементирован базальтовыми туфами и туфобрекчиями и создает своеобразные «четвертичные тиллиты». Подобные отложения образовались, по мысли автора, в результате последних извержений, во время которых в грязе-каменных потоках происходила известная сортировка обломочного материала.

Туфоморена включается М. Г. Гроссвальдом в шивирский вулканический комплекс, датированный эоплейстоценом главным образом по аналогии с туфогенной толщей Тункинской впадины. Отдавая должное упомянутому автору в точности и тонкости наблюдений, позволяющих ему дать превосходное описание малоизвестного в литературе генетического типа — туфоморены, нельзя не заметить, что обоснование возраста

шивирского комплекса вообще весьма недостаточно. Поэтому, не отвергая в принципе возможность эоплейстоценового оледенения высокогорья, нельзя считать, что М. Г. Гроссвальд представил достаточно убедительные доказательства существования его следов в Саяно-Тувинском нагорье.

Представления о развитии оледенения в горах Восточного Саяна в течение эоплейстоцена уже были рассмотрены в связи с разбором данных, относящихся к спорово-пыльцевой характеристике охристой свиты. При этом было показано, что мнение М. П. Гричук (1959) о развитии оледенения сформировалось на основе ошибочного истолкования полученных ею спорово-пыльцевых спектров и игнорирования соответствующих геологических данных.

Остановимся далее на вопросе о наличии следов эоплейстоценового оледенения в Верхоянской горной области и в прилегающих к ней с запада районах. Впервые в четкой форме вопрос о наличии древнейшего оледенения был поставлен Н. П. Куприной (1958), которая высказала мнение о существовании в южных предгорьях хребта на р. Тумаре (в 60 км выше устья) морены, затронутой выветриванием. Позже эти же сведения были использованы и в книге коллектива авторов (Алексеев, Куприна и др., 1962). Фактические данные по этому поводу сводятся к следующему. В обнажении, достигающем высоты 100 м, четко выделяются две толщи. Нижняя («морена»), имеющая мощность 40—45 м, образована желтовато-палевыми тонкими песками с небольшой примесью суглинистого материала и значительным количеством валунов размером 30—60 см, редко больше. И валуны, и более мелкие обломки несут признаки сильной выветрелости, а вся толща насыщена охристыми окислами железа. Признаки слоистости не наблюдаются, но прослеживается некоторая закономерная ориентировка. В составе тяжелой фракции преобладают стойкие к климатическому разложению минералы — лейкоксен, циркон, ильменит, рутил, турмалин и др. На этой толще лежит пачка неслоистой темно-палевой супеси, представляющей собой, по-видимому, перемытую и сильно измененную породу подстилающего ее слоя. Верхняя часть обнажения образована суглинистой светло-серой мореной, валуны в которой отличаются свежим обликом и несут характерную штриховку.

Отмеченная разница в степени выветрелости валунов и в составе тяжелой фракции нижней и верхней толщ на р. Тумаре несомненно ставит вопрос о одновременности их накопления. Вероятно, права Н. П. Куприна, относя нижнюю толщу к эоплейстоцену. Однако выводы, приведенные этим автором, для обоснования ее ледникового происхождения мало убедительны. Действительно, лишь отсутствие слоистости и сортировки в какой-то мере сближают описанные отложения с мореной. Но в предгорьях в любой валунной толще слоистость выявляется вообще трудно, а если она и выявляется, то имеет чрезвычайно грубый облик. Даже в аллювиальных осадках, как можно было видеть на примере башкаусской свиты Алтая, слоистость валунных отложений не улавливалась ее первыми исследователями. Проллювиальные же накопления обладают еще более несовершенной слоистостью и ориентировкой валунов в пространстве, либо вообще не обнаруживают эти свойства. Поэтому, учитывая сказанное, мы не можем присоединиться к точке зрения Н. П. Куприной на будто бы ледниковую природу наблюдавшихся ею валунных песков. Только дальнейшее изучение подобных толщ Приверхоянья позволит осветить их действительную фациально-генетическую принадлежность.

Некоторые соображения о слабом оледенении гор Бырранга высказал Г. Ф. Лунгергаузен (1961), который указал на присутствие в составе валунов на островах Юьетеле-Боотулу и Саардах в дельте Лены пород таймырского и анабарского происхождения. Толща с валунами

залегает на породах саардахской (плиоценовой, по мнению этого исследователя) свиты и покрывается песками булукурской (среднеплейстоценовой) толщи. В черных моренных илах встречены глыбы, «напоминающие нижнепротерозойские гнейсы Таймыра и занесенные сюда, видимо, плавающими льдами» (1961, стр. 213).

По поводу этих представлений следует сказать, что если таймырские гнейсы можно доподлинно отличить от гнейсов других районов их развития и нельзя исключить возможность их выноса из горной области на побережье моря плавающими льдами, то следовало бы разделить точку зрения Г. Ф. Лунгерсгаузена. Но, как можно видеть, доводы о древнейшем оледенении гор Таймыра имеют косвенный и весьма малоубедительный характер.

В. А. Зубаков (1956, 1960, 1961а, б, 1965), наиболее уверенно высказывающийся о досамаровском оледенении северо-запада Сибирской платформы, свои доводы о существовании этого оледенения строит на материалах, собранных в долине Енисея. В ледстоене Приенисейской Сибири он выделяет девять климатических фаз, причем каждая из них соответствует региональному стратиграфическому горизонту. К досамаровской ледниковой фазе (демянской или баихинской) В. А. Зубаков отнес низы так называемой пантелеевской свиты, сложенные глинами и суглинками с редкими включениями плехо окатанной гальки. Эти отложения характеризуются «с одной стороны, признаками водных осадков..., с другой, признаками ледникового происхождения: наличием мореноподобных прослоев, плохой сортировкой мелкозема, включением плохоокатанной гальки и щебня» (Зубаков, 1961). Низы пантелеевской свиты либо немые, либо содержат единичные пыльцевые зерна древесных пород, преимущественно березы. Этот исследователь отмечает также, что в отдельных спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца трав, а среди пыльцы древесных растений — березы. Он полагает, что указанных литологических особенностей и палинологических данных достаточно для вывода о существовании ледниковых условий в нижнем плейстоцене (верхнем эоплейстоцене нашей схемы). Однако, по нашему мнению, эти данные весьма неубедительны. В самом деле, если обратиться к критерию литологических признаков, свидетельствующих, по В. А. Зубакову, о ледниковом или водноледниковом генезисе части пантелеевской свиты, то следует отметить, что эта ее часть содержит обычно редкие включения гальки и только в отдельных сопоставляемых с ней толщах наблюдаются маломощные скопления крупнообломочного материала. Стратотипические разрезы пантелеевской свиты представлены водными осадками. Их аналогами В. А. Зубаков считает отложения, вскрытые буровой скважиной у с. Фарково на р. Турухане. В разрезе этой скважины только в интервале 242—246,5 м ниже уровня реки встречен прослой уплотненного суглинка с гравием и галькой (Архипов, Коренева, Лаврушин, 1960). С. А. Архипов (1960), ссылаясь на данные геохимических анализов этого прослоя, считает, что он образовался в условиях морской лагуны. В этом случае накопление обломочного материала указанного прослоя могло осуществляться в результате выноса рекой — притоком лагуны или при таянии плавающего льда; менее вероятно ее моренный генезис. Будь это морена, геохимические анализы ее средней части не показали бы характерных условий осадконакопления морской лагуны.

Палинологическое обоснование древнего, досамаровского оледенения также базируется на очень скудных данных. К сожалению, В. А. Зубаков не приводит таблиц или списков пыльцы и спор, однако отмечает, что среди пыльцы древесных пород преобладает береза (наряду с общим преобладанием в спектре пыльцы трав). Но из этого следует, что имеется пыльца и других древесных пород. В. А. Зубаковым не указывается, какие это другие древесные породы и каково их содержание в спектре. В со-

временных условиях высокоствольная береза встречается в лесостепи и в подзоне северной тайги Восточной Сибири и, как исключение, в лесотундре. Учитывая, что березе, как указывает В. А. Зубаков, сопутствовали и другие древесные породы, надо сделать вывод о том, что, вероятно, эти спорово-пыльцевые данные отражают условия по крайней мере подзоны северной тайги, возможно несколько разреженной. Подобные же растительные ландшафты не только не свидетельствуют о перигляциальной обстановке, но прямо противоположны ей.

Таким образом, выделение этапа древнего (досамаровского) оледенения, охватывавшего какую-то часть территории Сибирской платформы, не подтверждается приводимыми материалами.

Весьма ценные данные о строении и палинологической характеристике досамаровской серии антропогенных отложений южной окраины Енисейской депрессии содержатся в работах С. А. Архипова и О. В. Матвеевой (1964а, б). Эти авторы использовали материалы бурения, проведенного Красноярским геологическим управлением в долине Енисея, в районе устья Подкаменной Тунгуски. Основываясь на результатах собственной документации разрезов буровых скважин и проведенных аналитических работах, указанные авторы пришли к выводу о наличии убедительных следов досамаровского оледенения, выраженных как соответствующими отложениями (мореной), так и составом спорово-пыльцевых спектров.

Досамаровская серия отложений общей мощностью до 170 м делится на три самостоятельные стратиграфические единицы (сверху вниз): туруханскую свиту, древнеледниковые слои и белоярскую свиту.

Наиболее полные разрезы белоярской свиты были вскрыты скважиной 17, заложенной у основания Белого Яра и скважиной 6, пробуренной в районе Завального Яра. В обоих этих разрезах свита образована осадками озерного типа, представленными слоистыми серовато-бурыми глинами с подчиненными прослоями супеси, общей мощностью 12—16 м. Кровля этих пород размыта и непосредственно выше лежит туруханская аллювиальная свита.

Спорово-пыльцевая диаграмма, построенная по разрезу, вскрытому скважиной 17 (рис. 101), показала, что в низах белоярской свиты много пыльцы древесных пород (до 72%), среди которых преобладают береза — 69% и ель — 25%, встречается пихта и ольха. Среди травянистых много пыльцы разнотравья, а лебедовых всего 19%.

Такой состав спектров, естественно, свидетельствует о влажном и прохладном, но не холодном климате. Похолодание и иссушение климата, по мысли авторов, произошло в период отложения верхней части глин. Об этом, по их мнению, свидетельствует снижение количества пыльцы древесных пород и соответственное повышение травянистых, особенно лебедовых. Здесь же появляется пыльца кустарниковой березы, вересковых, а также споры арктических плаунов — *Lycopodium alpinum* L., *L. selago*, плаунка *Selaginella sibirica*. На этом основании С. А. Архипов и О. В. Матвеева приходят к заключению, что «местность была покрыта разреженными лесами, появились степные и тундровые ассоциации, возможно, свойственные приледниковым условиям» (1964б, стр. 9).

Несколько другие результаты показал спорово-пыльцевой анализ белоярской свиты в скважине 6. В спектрах ее нижней части встречена пыльца древесных пород в количестве 10—30% (от общего состава), представленная в основном березой, частично, как думают указанные авторы, кустарниковой. Вместе с этим присутствует пыльца *Tilia* sp., *Pterocarya* sp., *Carya* sp., *Nyssa* sp., *Picea* sp., которая считается переотложенной. Среди травянистых преобладает пыльца лебедовых (до 68,5%), встречается пыльца эфедры, морошки, присутствуют споры арктических плаунов *Lycopodium appressum* и *L. rungens*. Авторы полагают, что в скважине 6 наблюдается наращивание разреза белоярской свиты в сторо-

ну досамаровского оледенения. Последний вывод мы не можем считать доказанным, так как в обеих скважинах породы белоярской свиты имеют почти одну и ту же мощность, строение и состав и подстилаются мезозойскими отложениями, а покрываются осадками туруханской свиты.

Соображения о некоторой разновозрастности разрезов вытекают из их не вполне одинаковой спорово-пыльцевой характеристики.

Обращаясь к истолкованию диаграммы (рис. 102), мы не можем принять вывод А. С. Архипова и О. В. Матвеевой о заметном похолодании и иссушении климата во время формирования верхней части свиты. Снижение пыльцы древесных вверх по разрезу незначительно (в пределах до 10%), возрастание лебедовых, хотя и довольно велико, но неравномерно и сопровождается одновременным снижением роли полыней, так что общее содержание ксерофитов остается более или менее одинаковым. Во всем разрезе свиты отмечается устойчивое присутствие пыльцы ели, а в ее верхах появляется, кроме того, требовательный к влажности сибирский кедр.

Об отсутствии холодных условий можно судить по высокому содержанию древесных (не менее 50%) и по наличию пыльцы тсуги и илекса.

Спорово-пыльцевая диаграмма, построенная по разрезу скважины 6, дает более определенное указание на сухость климата, так как содержание пыльцы древесных снизу доверху не превышает 30%, а в спектре травянистых господствуют лебедовые и полыни. Хорошо развивающиеся во влажных условиях сибирский кедр и кустарниковая береза появляются только в кровле свиты и более характерны для низов туруханской свиты.

Таким образом, в целом климат времени накопления белоярской свиты представляется как относительно прохладный (но не холодный) и достаточно сухой. Такому взгляду противостоит точка зрения С. А. Архипова и О. В. Матвеевой (1964б), которые отмечают значительное похолодание в верхах свиты, основываясь на присутствии кустарниковой березки и арктических плаунов — *Lycopodium appressum*, *L. alpinum* и *L. pungens*.

Для того чтобы правильно оценить присутствие этих форм, необходимо рассмотреть части упоминавшихся спорово-пыльцевых диаграмм, соответствующие туруханской свите. «Формирование низов аллювиальной свиты (туруханской.— Э. Р.) происходило в условиях широкого развития темнохвойной тайги, в то время как накопление ее верхов происходило при развитии долинных еловых лесов...» (Архипов, Матвеева, 1964б, стр. 16), — сообщают авторы разбираемой работы, с чем нельзя не согласиться. По всему разрезу этой свиты встречается пыльца широколиственных — липы, вяза, граба, ореха, птерокарии, наряду с устойчивым содержанием пыльцы тсуги. Важно отметить, что вместе с этими формами, несомненно указывающими на существование теплого, влажного, благоприятного для развития лесной растительности климата, присутствует также по всему разрезу пыльца упоминавшихся арктических плаунов — *Lycopodium appressum*, *L. alpinum*, *L. pungens*, притом в количествах, превосходящих их содержание в белоярской свите. Также часто в туруханской (межледниковой) свите наблюдается присутствие пыльцы кустарниковой березки, достигающей 10—20% от числа пыльцы травянистых.

Из этих данных необходимо сделать вывод, что вне зависимости от изменений ландшафтов в Енисейской депрессии в формировании пыльцевых спектров ее отложений в досамаровское время постоянное участие принимали растения субарктического пояса. Рассматривая возможные причины этого явления, нельзя не обратить внимания на то обстоятельство, что непосредственно у восточного борта Енисейской депрессии располагается горный массив Енисейского кряжа, а несколько дальше к северу — горы Путорана. Следует полагать, что в альпийском поясе

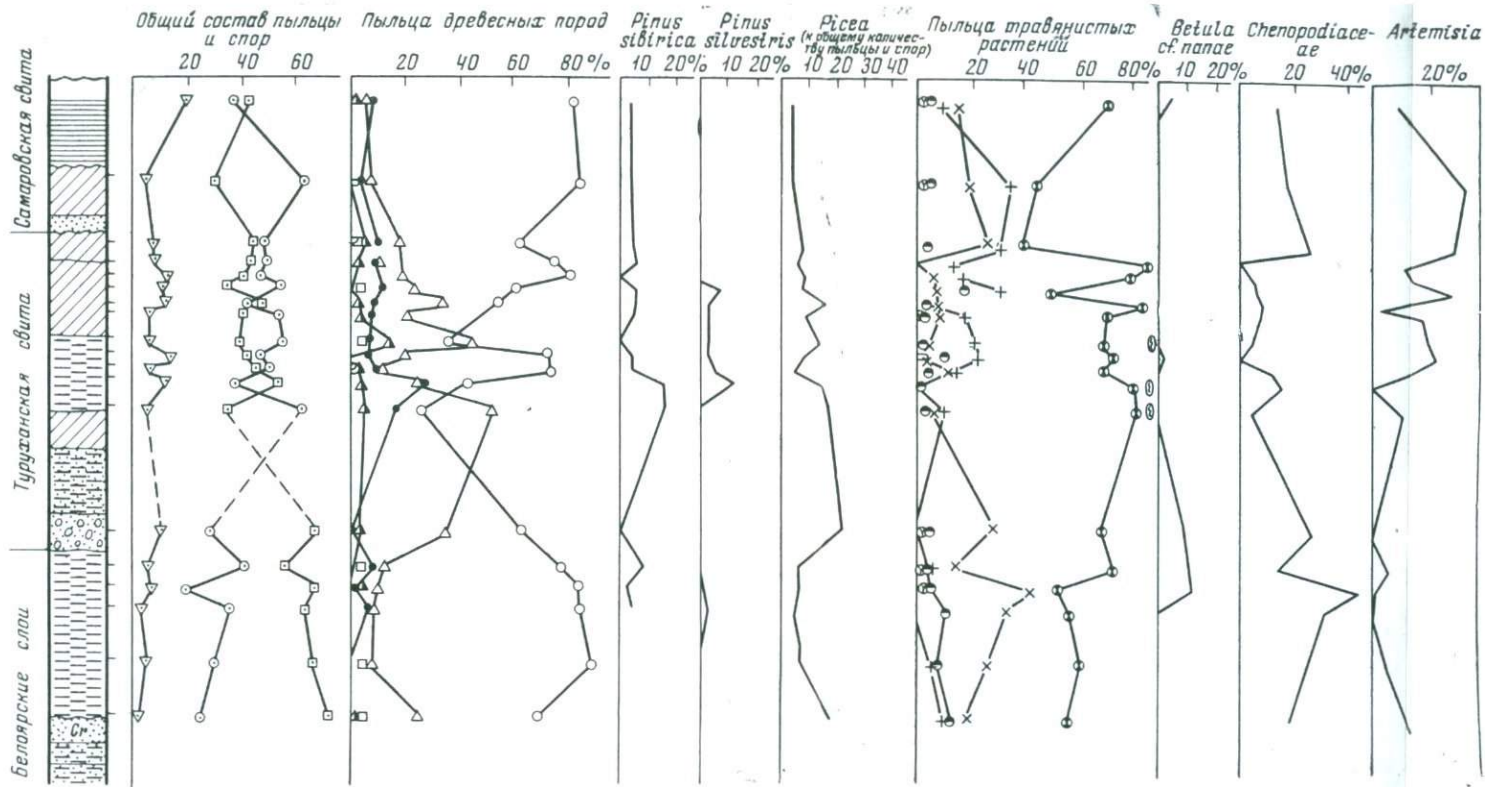


Рис. 101. Спорово-пыльцевая диаграмма досамаровских отложений разреза Белого Яра по скв. 17 (по О. В. Матвеевой)

Условные обозначения см. рис. 3

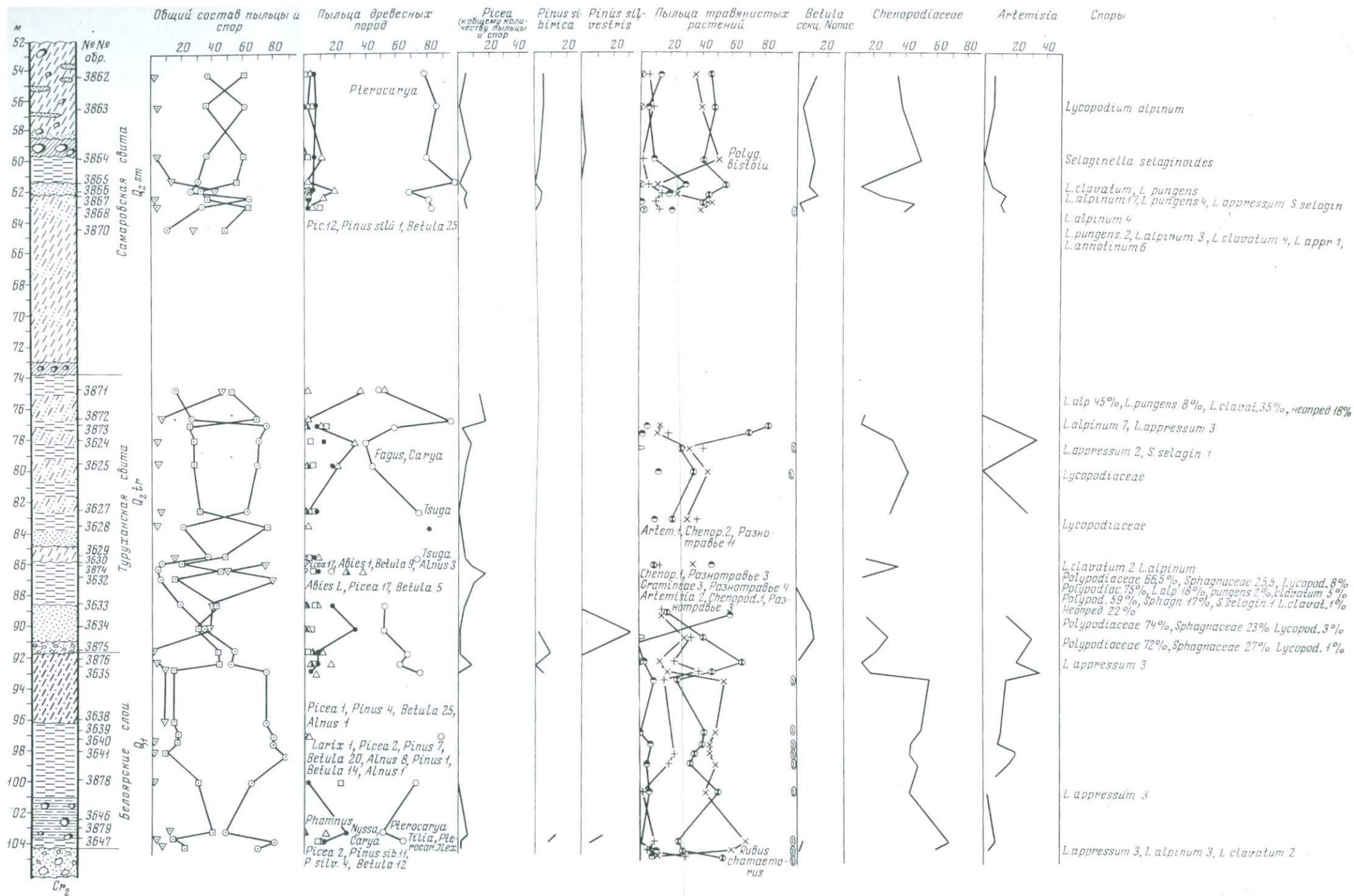


Рис. 102. Спорово-пыльцевая диаграмма досамаровских отложений из разреза скв. 6 в районе Завального Яра
Условные обозначения см. рис. 3

указанных гор и продуцировалась пыльца холодолюбивых растений, таких, как кустарниковая березка, «арктические» плауны, морошка и др., столь чуждых в спорово-пыльцевых спектрах белоярской и туруханской свит.

Незначительная примесь субполярных и полярных растений в спорово-пыльцевых спектрах осадков, накапливавшихся заведомо в условиях теплого климата, вообще не редка. Сошлемся еще на один весьма показательный пример. Флора и спорово-пыльцевые спектры среднеплиоценовой эрмановской свиты Северной Камчатки отражают развитие тургайской хвойно-широколиственной лесной формации. Между тем в ней присутствует единичная пыльца *Betula papa* и *Lycopodium sibirica* (Боярская, Малаева, 1967). Следуя логике упоминавшихся авторов, нужно было бы и эрмановскую свиту Камчатки относить ко времени оледенения. Однако даже крайние полигляциалисты этого не делают.

Наиболее отчетливые и бесспорные, по мнению С. А. Архипова и О. В. Матвеевой (1964а), следы древнего досамаровского оледенения обнаружены в разрезе буровой скважины I, заложенной на пойме левого берега Енисея, в 5 км ниже станка Лебедь.

Под отложениями самаровского оледенения и туруханской свиты с глубины 269,0 м скважиной вскрыты такие отложения (Архипов, Матвеева, 1964а, стр. 24):

- «269,0—295,2 м. Суглинок серый, песчанистый, грубый, в керне почти не сохранился; с забоя подняты галька и валуны диабазов, габбро, песчаников с неясными отпечатками мезозойской флоры, известняки, кислые изверженные породы.
- 295,2—308,5 м. Суглинок серый, песчанистый, грубый с большим количеством (до 20%) гальки и валунов, преимущественно траппового, реже кварц-кварцитового состава, кислых эффузивов.
- 308,5—310,5 м. Гравийно-галечник в крупнозернистом песке. Галька разноокатанная. Ее петрографический состав аналогичен интервалу 268,0—308,5 м.
- 310,5—339,5 м. Суглинок серый, песчанистый, рыхлый, с большим количеством разноокатанной гальки гравия.
- 339,5—342,2 м. Глинистая темно-серая, местами зеленовато-серая брекчированная порода, содержащая окатанную гальку диабазов и обломки (окатыши?) плотных зеленовато-серых суглинков. На глубине 340 м наблюдается прослой среднезернистого гравийного песка».

Ниже идут палеонтологические охарактеризованные мезозойские алевролиты.

«В пользу ледникового происхождения валунных осадков интервала 342,2—269,0 м свидетельствует,— пишут далее эти авторы,— их общий литологический облик, наличие рассеянного грубокластического материала, большая мощность и, очевидно, следы экзарационного воздействия на кровлю мезозойских слоев» (1964а, стр. 25).

Судя по приведенным описаниям, отложения, истолкованные как морена досамаровского оледенения, могут иметь и иной, неледниковый генезис. Подобный облик и состав на юге Восточной Сибири нередко имеют отложения временных потоков и пролювиальные толщи, отлагавшиеся в семиаридных условиях. Они также отличаются грубым суглинистым составом, включением рассеянного грубообломочного, плохо окатанного материала, наличием глинистых окатышей и прослоев супесчаного, песчаного и гравийного состава.

Для формирования подобных осадков пролювия и выносов временных водотоков на южной окраине Енисейской депрессии именно в белоярское время с его полусушливыми условиями и наличием открытых пространств, имелись весьма благоприятные условия. Накоплению отложений подобного фациального состава способствовали также гипсометрические контрасты между депрессией и ее восточным горным обрамлением.

Содержание в небольшом количестве пыльцы кустарниковой березки, лебедовых, полыней и свинчатковых полностью соответствует указанной

обстановке осадконакопления, и, напротив, мало характерно для морены. Ничего удивительного нет и в том, что указанная суглинисто-обломочная толща ложится кое-где на подстилающие мезозойские отложения по неровной границе с внедрением вышележащих пород в нижележащие, ведь последние представляют собою слабосцементированные алевриты и, легко размываясь, участвуют в образовании перекрывающих их пород. Что касается состава обломочного материала мореноподобной толщи, то он отображает петрографический состав коренных пород западной окраины Енисейского кряжа и ни в коей мере не противоречит принимаемой нами трактовке. Наличие же в общей массе угловатого материала лучше окатанных галек в большей степени свойственно пролювиальным выносам, чем морене. Все же основное препятствие для точной диагностики «мореноподобной» толщи, конечно, состоит в невозможности исследовать решающие в данных обстоятельствах текстурные признаки.

Подводя итог рассмотрению весьма интересных данных С. А. Архипова и О. В. Матвеевой о белоярской свите и их соображений о наличии следов досамаровского оледенения, мы не можем согласиться с указанными исследователями в их интерпретации разрезов буровых скважин в отношении существования древней морены и значительного похолодания во время накопления верхов белоярской свиты. Вполне возможно, что указанные отложения, занимая близкое положение в геологическом разрезе, представляют собой фации одного и того же стратиграфического горизонта, но относящиеся к нему образования ни ледниковые, ни перигляциальные. Говоря об их возможном положении в общем стратиграфическом разрезе, нельзя не учитывать того, что в досамаровских отложениях антропогена более восточных территорий имеется только один горизонт, отмеченный относительным похолоданием, а главное усилением сухости — это горизонт среднего эоплейстоцена. Поэтому представляется наиболее вероятным сопоставление белоярской свиты именно с этим горизонтом. С таким решением вопроса хорошо согласуется и то, что вышележащая туруханская свита, отлагавшаяся в значительно более теплых условиях, заключает вблизи кровли остатки *Alces latifrons* — формы, принадлежащей к восточносибирскому варианту тираспольского фаунистического комплекса, которым охарактеризованы осадки верхнего эоплейстоцена, также накапливавшиеся в более теплое и увлажненное время, чем осадки среднего эоплейстоцена.

Таким образом, распространение полуоткрытых ландшафтов на территорию среднего течения Енисея и вытеснение ими существовавших ранее, в нижнем эоплейстоцене, темнохвойных лесов с широколиственными и хвойными экзотами — результат смещения природных зон с юга на север и распространения в этом направлении степных и лесостепных ассоциаций.

Точка зрения С. А. Архипова и О. В. Матвеевой (1964а) о вытеснении лесов наступанием тундровых и лесотундровых ландшафтов с севера представляется нам ошибочной.

В приведенном обзоре мы не касались данных, относящихся к вопросу о выделении так называемого демьянского оледенения Западной Сибири, разбор которых занял бы много места и непосредственно не относится к территории Внутренней Азии. Коротко лишь заметим, что наиболее веские доказательства в пользу существования этого оледенения вытекают из палеоботанических исследований В. Н. Сукачева (1910), который у с. Демьянское на р. Иртыше обнаружил в 1908 г. остатки типичных арктических форм — *Salix polaris* Wahl, *S. herbacea* L., *Dryas octopetala* L., *Betula papa* L. и др. Указанная флора была собрана в толще, которая после его работ получила название «сизых суглинков» и которая, в чем не существует каких-либо разногласий, относится к четвертичным отложениям досамаровского времени. Заключение

В. Н. Сукачева о наличии похолодания во время накопления сизых, суглинков было впоследствии дополнено результатами изучения ископаемой семенной флоры сизых суглинков других районов Западной Сибири (Никитин, 1940). Однако сторонники выделения демьянского оледенения не обращали должного внимания на тот факт, что В. Н. Сукачев в работе 1910 г. указал на совместное залегание остатков арктической флоры с раковинами теплолюбивого моллюска *Succinea fluminalis* (= *Sorbicula fluminalis*), а в работе 1933 г. сообщил, что его попытка повторно собрать в тех же разрезах у с. Демьянского арктическую флору не привела к желаемому результату. Не удалось собрать такую же флору и многочисленным последующим исследователям четвертичных отложений Прииртышья.

И. А. Корчагина (1958), проанализировавшая семенную флору из местонахождения у с. Демьянского и некоторых других, констатировала присутствие лишь одного и неспецифического представителя тундровых фитоценозов, а именно *Betula nana*. Другие виды недревесной растительности имеют широкие ареалы расселения и занимают пространства от тундры до степи.

При столь противоречивых данных о характере климата времени образования «сизых суглинков» решающее значение приобретают результаты последующих, более детальных исследований, проведенных на современном методическом уровне. В этой связи следует сослаться прежде всего на материалы В. С. Волковой (1965, 1966). Этот автор собственно сизые суглинки Прииртышья и подстилающие их голубовато-серые озерные суглинки с карбонатными конкрециями выделила в семейкинскую свиту. Последняя в ряде разрезов подразделяется на две пачки, различающиеся по литологическим особенностям и спорово-пыльцевым спектрам. Нижняя пачка содержит спорово-пыльцевые спектры таежного типа с присутствием пыльцы широколиственных пород, верхняя, к которой и относится флора «сизых суглинков», — характеризуется обедненными спорово-пыльцевыми спектрами. В. С. Волкова сообщила, что ледниковые отложения в разрезах низовьев Иртыша выше Ханты-Мансийска отсутствуют, и сделала совершенно правильный вывод, что фаза относительно холодного климата сама по себе не является доказательством раннечетвертичного оледенения.

Можно, следовательно, заключить, что время накопления «сизых суглинков» в Западной Сибири совпадает с распространением несплошных лесостепных ландшафтов, флора которых указывает на сравнительно прохладный климат. Здесь нельзя не увидеть аналогии с ландшафтами, реконструированными для времени накопления верхней части осадков белоярской свиты Енисейской депрессии.

Таким образом, на материалах Западной Сибири в настоящее время нельзя обосновать существование древнейшего эоплейстоценового оледенения. Однако все приведенные данные полностью согласуются и свидетельствуют о существовании в разрезе эоплейстоцена горизонта, флористическая и спорово-пыльцевая характеристика отложений которого вполне отчетливо отражает этап некоторого похолодания и значительного иссушения климата. Именно с этим горизонтом сторонники древнейшего оледенения и сопоставляют досамаровские толщи, содержащие в той или иной степени грубообломочный материал, благодаря чему обычно принимаемый за морену.

Для того чтобы на основании палеоботанических данных составить суждение о возможности развития досамаровского оледенения, полезно сравнить спорово-пыльцевые спектры перигляциальных отложений, отвечающих бесспорно установленным и признаваемым всеми оледенениям (например, самаровскому или зырянскому) и спорово-пыльцевые спектры отложений, синхронных проблематическому досамаровскому оледенению. Как явствует из уже рассмотренных данных, во внеледни-

ковых областях самаровского и тазовского оледенений перигляциальные осадки содержат спектры, отличающиеся резким преобладанием пыльцы недревесных пород. В составе древесных, количество которых редко превышает 20—30%, господствуют береза, ольха, сосна, лиственница. Среди недревесных в первую фазу оледенения характерно разнотравье, злаки, большое участие принимает пыльца кустарниковой березки. В осадках второй фазы оледенения главенство пыльцы недревесных становится еще резче, а в составе пыльцы травянистых ведущее значение приобретают лебедовые, полыни с участием эфедры и горноальпийских плаунов (Голубева, 1964).

Таким образом, перигляциальная растительность это прежде всего безлесная растительность открытых ландшафтов, несколько видоизменяющаяся в различные фазы оледенения.

За время же накопления отложений демьянского горизонта (верхней части толщи сизых суглинков) в стратотипических его разрезах на р. Иртыше формировались спорово-пыльцевые спектры с преобладанием в них пыльцы сибирского кедра, сосны и березы, при значительном участии пыльцы недревесных.

М. П. Гричук по анализам образцов из некоторых буровых скважин установила, что в это же время в Среднем Приобье произрастали леса. «Фаза березовых, лиственничных и сосновых лесов сопоставляется нами с древним и досамаровским оледенением Западной Сибири» (1957, стр. 458), — пишет этот автор. Березово-ольховые или березово-сосновые леса отмечают этот интервал времени и в Восточной Сибири, отличаясь, однако, примесью широколиственных на юге.

Из этого сопоставления становится очевидной невозможность сравнения типов перигляциальной растительности и растительности демьянского горизонта. Если обратиться к другим признакам, характеризующим перигляциальную обстановку (следы ископаемой мерзлоты, специфические типы перигляциальных отложений), то необходимо отметить, что они не встречены в толщах, отвечающих проблематическому оледенению. С. А. Архипов (1964) указывает, что криотурбации (на схемах им обозначены псевдоморфозы по ледяным клиньям) встречаются в разрезе эоплейстоценовых отложений лишь в самых верхних слоях туруханской аллювиальной свиты и связаны с похолоданием начинающегося самаровского оледенения. Точно такие же данные приводит и В. С. Волкова (1966) в отношении тобольской свиты. Нигде рассматриваемые отложения не представлены ни перигляциальным аллювием, ни лёссовидными образованиями.

В последнее время появилась тенденция противопоставления перигляциальных условий самаровского и более поздних оледенений условиям, существовавшим в приледниковой зоне древнейшего, досамаровского оледенения. В частности указывается, что в последней могли сохраниться лесные или лесостепные ландшафты и существовать формы органического мира, приспособленные для жизни в умеренно-теплом климате. Подобными взглядами (например, В. А. Зубакова) досамаровское оледенение возводится в ранг совершенно особого явления, не имеющего аналогов в последующей истории антропогена. Соглашаясь в принципе с возможностью необратимой эволюции перигляциальных зон, мы не можем присоединиться к указанным представлениям, стирающим грань между доледниковыми и межледниковыми условиями и условиями оледенения. Во всяком случае для утверждения подобных взглядов необходимы твердые доказательства существования древнейшего оледенения.

Вся сумма историко-геологических данных, касающихся внеледниковой территории Восточной Сибири, дает определенный и однозначный отрицательный ответ на вопрос о развитии этого древнейшего оледенения. Приведенный выше критический обзор работ, исходящих из проти-

вопложденных взглядов, также показывает отсутствие убедительных аргументов у их авторов.

Подобное решение вопроса может быть изменено, как нам кажется, лишь при появлении новых фактических данных.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ДЕГРАДАЦИИ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Многолетняя мерзлота верхних горизонтов земной коры представляет собой одно из самых величественных явлений антропогенного периода и один из главных его отличительных признаков. По масштабу своего развития, по силе и разнообразию влияния на различные стороны природы она вполне сравнима с материковыми оледенениями. Достаточно сказать, что площади только современного развития многолетней мерзлоты составляют в среднем, по данным Н. А. Цитовича и С. П. Качурин (1951), 20—25% всей суши. Многолетняя мерзлота имеет сплошное распространение к северу от Полярного круга, а в Азии и Северной Америке далеко вдается к югу, захватывая внутренние области континентов. Никто еще не подсчитал площади распространения многолетней мерзлоты в эпохи оледенений, но, очевидно, они были значительно большими, чем современные (рис. 103).

Однако если восстановление истории оледенений издавна составляет одну из основных задач четвертичной геологии, то вопросы возникновения и дальнейшего развития многолетней мерзлоты оставались до самого последнего времени изученными очень слабо. Правильное в своей основе представление о том, что многолетняя мерзлота образуется во время оледенения и деградирует в межледниковые эпохи, имеет многочисленные исключения.

В последние годы сделан значительный шаг в изучении вопросов формирования, развития и деградации многолетней мерзлоты, в связи с эволюцией физико-географической среды в течение антропогенного периода.

В разработке этого вопроса применяются два методических приема. Геологи-четвертичники подходили к проблеме ископаемой мерзлоты на основе прослеживания ее текстурных отпечатков (псевдоморфоз по ледяным клиньям, грунтовых жил, следов криостатического пучения или солифлюкции) в геологическом разрезе, а также учета палеоэкологических критериев. Специалисты-мерзловеды исследовали криогенную структуру вечномерзлых грунтов, формы сингенетического или эпигенетического обособления льда и его петрографические особенности. Стали применяться также данные о скорости деградации многолетней мерзлоты под влиянием излучения внутреннего тепла Земли. Естественно, что методы мерзловедения ограничены в отношении возможности их применения областью современного развития многолетней мерзлоты, где только и могли сохраниться ископаемые льды. Наиболее полные и достоверные представления об истории мерзлоты могут возникнуть только на основе совокупного использования данных геологии и мерзловедения, палеоботаники и палеозоологии. Однако работ, выполненных с этих позиций и посвященных территории Внутренней Азии, до сего времени нет.

В дальнейшем изложении вопроса об истории многолетней мерзлоты мы попытаемся использовать, по возможности, разные критерии. Главнейшее значение среди них, вполне очевидно, имеют прямые свидетельства ее существования и деградации — различные криогенные текстуры. Весьма важное значение приобретают также и общие климатические реконструкции, данные о которых приведены в предшествующем разделе.

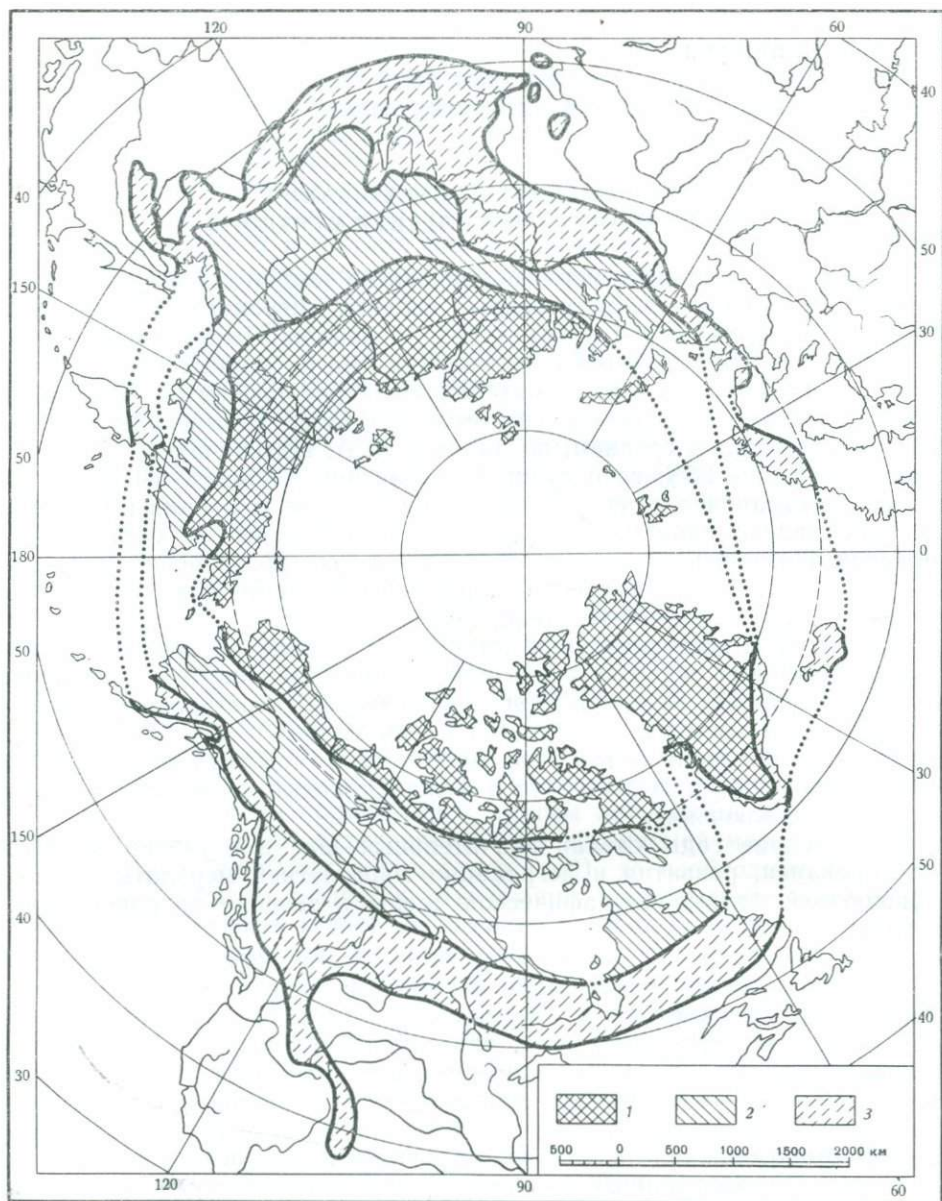


Рис. 103. Схема распространения многолетней мерзлоты в Северном полушарии (по Black, 1954)

1 — зона сплошного развития вечной мерзлоты; 2 — зона прерывистого развития вечной мерзлоты; 3 — зона островного развития вечной мерзлоты

Уже при изложении первых результатов исследования антропогенных отложений Восточной Сибири мы обращали внимание на отсутствие сингенетических мерзлотных текстур в осадках эоплейстоцена (Равский, Алексеев, Чеботарева, 1957; Равский, 1959а, 1960, 1961). Поэтому многочисленные высказывания исследователей природы азиатского севера об оледенении, о формировании ландшафтов арктической пустыни, тундры или лесотундры в нижнечетвертичное время, сопутствующих образованию мерзлоты, представлялись ошибочными. Дальнейшее изучение фауны млекопитающих, беспозвоночных и спорово-пыльцевые анализы разреза эоплейстоцена дали неопровержимые свидетельства невоз-

возникновения многолетней мерзлоты в условиях умеренно-теплого и относительного гумидного климата, распространявшегося и на северные окраины материка.

Однако вопрос о развитии вечной мерзлоты в эоплейстоцене, как и о существовании покровных оледенений, остается до настоящего времени дискуссионным. Поэтому разбор данных, относящихся к проблеме древнейшей оледенения, необходимо дополнить рассмотрением аргументации, выдвигаемой некоторыми исследователями для обоснования раннечетвертичного возраста многолетней мерзлоты.

Один из основателей мерзловедения, М. И. Сумгин следующим образом формулирует свои соображения по затронутому вопросу. «Возникновение рассматриваемого явления для ряда районов, в особенности для более северных районов Евразии и Северной Америки, надо отнести к первым моментам того похолодания, которым геологи датируют конец плиоцена» (Сумгин, 1940, стр. 223).

А. И. Толмачев (1927, стр. 703) в работе, посвященной происхождению тундрового ландшафта, писал, что «...процесс образования тундр в неоледеневавших областях приполярной Сибири и отчасти Америки должен быть признан в общих чертах синхроничным наибольшему развитию ледников в Европе и значительной части Америки», а ухудшение климата, повлекшее за собой ледниковые явления, «... произошло на рубеже третичной и четвертичной эры...».

Б. Н. Городков (1946, стр. 349) связывал климатические изменения с передвижением полюсов в третичном периоде. «Восточная Евразийская Арктика, включающая восточную часть тундровой зоны,— писал он,— возникла в третичное время, когда полюс был вблизи Аляски».

Н. А. Бобринский и другие (1946), говоря о возникновении фауны тундры, писали, что она сложилась, по всем данным, в течение ледникового периода, что многие роды, явно приспособленные к тундровым условиям, обособились много раньше, по-видимому, еще в середине третичного периода. Какие-либо другие выводы хронологического порядка ими не сообщаются.

Б. А. Тихомиров (1946, стр. 319), отмечая более сложную и разнообразную картину растительности в «ледниковый период» в восточном секторе Арктики по сравнению с западным, писал: «Значительные участки суши, не занятые ледниковым покровом при суровости климата в этот период, создавали вполне благоприятные условия для развития вечной мерзлоты и формирования тундровой растительности. И если начало образования арктической растительности лежит на грани между плиоценом и плейстоценом, то значительное развитие тундровых группировок всецело связано с развитием ледниковых явлений на севере Восточной Сибири в плейстоцене».

Приведенные высказывания дают ясное представление о способе возникновения взгляда геоботаников и зоогеографов на верхнетретичный или раннечетвертичный возраст тундрового ландшафта и многолетней мерзлоты. Относительная древность тундровых биоценозов восточного сектора Арктики по сравнению с биоценозами западного сектора устанавливается ими путем изучения систематического состава животных и растений и их современных ареалов и проводится, таким образом, полностью методами биогеографии. В вопросе же о времени возникновения тундрового ландшафта зоологи и ботаники исходят из положений, заимствованных (часто некритически) из геологии, установленных, главным образом, на материалах Европейской части СССР. Существовавшие ранее представления о значительных миграциях полюса в кайнозой, и особенно в плиоцене и антропогене современными данными изучения палеомагнетизма не подтверждаются. Решить вопросы хронологического порядка собственными методами, основанными на изучении пространственных явлений, биогеографы, естественно, не имеют возможности.

Взгляды, подобные приведенным, отражены и в литературе позднее. Так, по мнению А. И. Попова, изложенному в неопубликованной работе 1953 г., в плиocene на севере Западно-Сибирской низменности происходило обеднение тургайской лесной формации и замена ее холодоустойчивой четвертичной. Эти процессы отражают, по его мнению, начавшееся в конце третичного — начале четвертичного периода промерзание горных пород.

Подобное представление разделяет и В. В. Баулин (1962), высказывавший мнение о том, что в течение всего первого (дозырянского), по его периодизации, этапа развития многолетнемерзлых толщ существовали условия для накопления холода в толщах рыхлых четвертичных образований: «Менялась только интенсивность промерзания: бóльшая в период развития ледников и, вероятно, меньшая — в межледниковья» (стр. 9).

Эти указания (в отличие от данных по ископаемой мерзлоте для зырянского и послезырянского времени) не подкреплены какими-либо доказательствами и не могут считаться убедительными.

Более обстоятельные материалы лежат в основе выводов Ю. А. Лаврушина, когда он утверждает, что в пределах Яно-Индибирской низменности суровые климатические условия существовали уже в начальные этапы четвертичного периода. По его представлению, «...данные позволяют говорить о суровом климате, близком к современному, и к перигляциальному, по крайней мере со второй половины нижнего (в схеме 1932 г.—Э. Р.) плейстоцена» (Лаврушин, 1963, стр. 119). Приведенная точка зрения нуждается в подробном разборе.

Разрабатывая вопросы стратиграфии четвертичных отложений в долине р. Индибирки, Ю. А. Лаврушин наблюдал три отдельных комплекса отложений (помимо современной поймы), образующих в рельефе три большие ступени. Осадки нижней из них формируют I надпойменную террасу, возвышающуюся над урезом реки на 16—18 м. Уровень второй ступени достигает 50 м. Она сложена так называемой едомской серией. Третья, наиболее высокая ступень достигает относительной высоты в 60 м и сложена осадками шангинской свиты.

В отложениях I террасы у с. Крест-Майор Ю. А. Лаврушин собрал остатки млекопитающих, принадлежащих, по определению Э. А. Вангенгейм, *Equus caballus*, *Bison priscus*, *Alces* sp., *Mammuthus primigenius* (поздний тип). В 10 км ниже по течению были собраны *Mammuthus primigenius* (карликовая форма), *Rangifer tarandus*, *Bison priscus*. Спорово-пыльцевые анализы, выполненные Р. Е. Гитерман, показали почти полное отсутствие в осадках I террасы пыльцы древесных растений. В спектрах преобладает пыльца травянистых растений, среди которой много *Surragaceae*, *Gramineae* и *Artemisia*. В большом количестве присутствуют споры *Selaginella sibirica*.

Указанный состав млекопитающих позволил датировать вмещающие их отложения верхним плейстоценом. Однако по положению между высокой поймой и озерно-аллювиальной едомской равниной Ю. А. Лаврушин сузил этот интервал и датировал осадки I террасы временем зырянского оледенения, заметив, что последнее им понимается как единое оледенение верхнеплейстоценового возраста без выделения в нем зырянских, каргинских и сартанских слоев. Разумеется, характер спорово-пыльцевых данных несколько не противоречит представлению о зырянском возрасте аллювия, так же как и развитие в нем мощных сингенетических повторно-жильных льдов. Однако отметим предварительно, что приведенные данные полностью согласуются и с отнесением аллювия I террасы к сартанскому оледенению.

Верхняя часть озерно-аллювиальной едомской равнины сложена осадками воронцовской свиты. В них встречены остатки животных верхнепалеолитического комплекса: *Bison priscus deminutus*, *Equus caballus*.

Mammuthus primigenius (ранний тип), *Mammuthus primigenius* (поздний тип), *Rangifer tarandus*.

О суровых климатических условиях формирования воронцовской свиты можно составить представление по результатам спорово-пыльцевого анализа, которым выяснено, что во время ее накопления абсолютно господствовала безлесная тундровая растительность. О холодном арктическом климате свидетельствует также развитие мощных повторно-жильных льдов.

Приведенные сведения Ю. А. Лаврушин использовал для обоснования тазовского возраста накопления воронцовской свиты. Мы должны заметить, что эти данные столь же доказательны и для отнесения этой свиты к зырянскому горизонту. Правда, такому заключению как будто препятствует находка костей раннего мамонта, однако представлению о синхронности воронцовской свиты тазовскому оледенению в равной мере противоречит и находка костей мамонта позднего типа. Очевидно, одно из определенных остатков мамонта, выполненное в разное время Л. И. Алексеевой и Э. А. Вангенгейм, неточно. Учитывая сказанное, мы считаем более вероятным зырянский возраст воронцовской свиты.

Воронцовская свита в разрезе озерно-аллювиальной едомской серии подстилается выделенной Ю. А. Лаврушиным акчагайской и аллаиховской свитами. Со временем накопления озерно-болотных осадков первой из них совпадает деградация многолетней мерзлоты, формирование субаквальных псевдоморфоз по ледяным жилам и вообще заметные проявления термокарста. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о распространении более теплолюбивой лесотундровой растительности с островными лесами из лиственницы и древовидной березы. Из млекопитающих в этих отложениях встречены остатки *Bison priscus* cf. *longicornis*, отличного, однако, от типичного подвида. Эти признаки, равно как и фациально-генетический тип осадков, служат указанием на явно межледниковую обстановку осадконакопления. Ю. А. Лаврушин поэтому относит образование свиты ко времени мессовского межледниковья, а мы считаем более правильно датировать ее казанцевским межледниковьем.

Нижняя, аллаиховская свита едомской серии образована тонкими аллювиальными осадками. Сингенетично с ее образованием происходил рост жильных льдов с вертикальной протяженностью 10—14 м. Палинологическое изучение разреза свиты привело Р. Е. Гитерман к выводу, что в период ее накопления была развита тундра с незначительным участием кустарниковой растительности. Эти сведения подтверждаются анализом состава ископаемых семян и плодов, проведенным Ю. М. Трофимовым.

Некоторые данные позволили установить, что в конце времени накопления пород свиты климат был более суровым. Исходя из всех этих материалов, Ю. А. Лаврушин высказал мнение о вероятной синхронности накопления верхней части свиты с максимальным оледенением. Разделяя мнение этого автора о перигляциальных условиях, существовавших в период ее образования, мы также предположительно относим время накопления свиты к ледниковью, однако в связи с иной трактовкой всего материала не к максимальному, а к тазовскому.

Едомская серия, слагающая озерно-аллювиальную равнину, прислоняется к наиболее высокому 60-метровому уступу, образованному породами шангинской свиты. Последняя разделена Ю. А. Лаврушиным на три подсвиты. Нижняя подсвита поднимается выше уреза реки на 2—7 м. Она сложена аллювиальными песками, алевролитами с прослоями торфяника и с растительным детритом. Встречены крупные обломки древесины, в том числе стволов березы. В нижней толще отмечается два горизонта реликтовых погребенных ледяных жил. Верхние из них заложены на уровне кровли подсвиты и являются по отношению к ней, следова-

тельно, эпигенетическими, а нижние, по свидетельству Ю. А. Лаврушина, имеют незначительные размеры (0,1×1,0 м).

Имеющиеся данные спорово-пыльцевого анализа показывают, что от кровли толщи до глубины около 2 м в спектрах преобладает пыльца травянистых растений. Глубже господствует пыльца древесных, среди которой главное значение имеют хвойные деревья. Среди них преобладает пыльца *Larix*, *Pinus pumila*, *Betula*, *Picea*.

Отложения среднешангинской подсвиты образованы толщей косонаслоенных мелкозернистых песков, отнесенных Ю. А. Лаврушиным к осадкам дельтового типа. Органические остатки в этих породах не встречены.

Наконец, толща верхнешангинской подсвиты сложена преимущественно аллювиальными песками, составляющими русловую фацию, и алевролитами, относимыми к осадкам пойменной фации. Кроме этого, здесь встречены и типичные старичные отложения. В разрезе подсвиты все эти фации аллювия неоднократно чередуются, в связи с чем Ю. А. Лаврушиным обосновано положение о констративном типе строения аллювия. В самой нижней части подсвиты заложены реликтовые погребенные ледяные жилы размерами 0,2—1,0 м в основании и протяженностью 1,5—2,0 м.

Шангинская свита в целом, слагающая наиболее возвышенные части Приморской низменности и сопредельной части долины Индигирки, — наиболее древний член антропогенных образований указанного района. Это следует из ее соотношения с отложениями едомской серии, дающего основание для представления о прислонении последней к осадкам шангинской свиты. Однако эта свита неоднородна ни по составу пород, ни по условиям их накопления.

Верхнешангинская подсвита, содержащая прослой, обильно насыщенные растительными остатками, и заключающая раковины пресноводных моллюсков, не несет сингенетических жильных льдов. Последние заложены, как это явствует из схемы строения Сыпного Яра, приведенной Ю. А. Лаврушиным, от уровня подошвы подсвиты. Эти данные позволяют думать, что накопление ее пород протекало в межледниковых условиях. По нашим представлениям, наиболее вероятно это может быть мессовским межледниковьем. Средняя подсвита косослоистых песков дельтового (или придельтового, как думает Ю. А. Лаврушин) типа не включает каких-либо органических остатков. Накопление этих песков в субаквальных условиях не оставило возможности для образования жильных льдов. Они внедряются в отложения средней подсвиты от уровня, намечаемого ее кровлей.

Нижняя подсвита, как указывалось, несет на двух уровнях небольшие слабо развитые жильные льды, а спорово-пыльцевые спектры указывают на распространение сильно разреженных лесов, преимущественно из лиственницы и березы. Время накопления подсвиты совпадает, как нам кажется, с начальными этапами развития максимального (самаровского) оледенения, тогда как средняя подсвита образовалась, по-видимому, в период дальнейшего развития оледенения. В этой датировке мы также расходимся с Ю. А. Лаврушиным, который считал, что шангинская свита должна быть отнесена (в схеме 1932 г.) к нижнему плейстоцену и началу среднего.

Указанные расхождения в стратиграфическом расчленении разреза антропогенных отложений Приморской низменности на один климатический цикл (ледниковье — межледниковье) являются, как нам кажется, результатом того, что Ю. А. Лаврушин не выделил осадки каргинского межледниковья и сартанского оледенения, считая, что у него нет для этого достаточных материалов. Однако, основываясь на данных именно этого исследователя, значительно обогатившего сумму знаний о геологии индигирского сектора Приморской низменности, имеется воз-

возможность обосновать наличие в геологическом разрезе и сартанского и каргинского горизонтов.

На ненадежных данных зиждется вывод Е. М. Катасонова (1965) о включении в предположительно нижнечетвертичную толщу, лежащую на песках, содержащих известную омолойскую флору, земляных жил. К тому же последние, по свидетельству этого же автора, развиваются как в области многолетней мерзлоты, так и в зоне глубокого сезонного промерзания грунтов.

С явной геологической ошибкой связан вывод Е. Г. Катасоновой (1965) о следах мерзлоты в отложениях V террасы р. Вилюя. Этот автор отвергает возможность накопления мощных покровных лёссовидных отложений, отнеся их к аллювиальным.

Уточнив стратиграфическое положение шангинской свиты, как образования, относящегося к раннесамаровскому и самаровскому времени, мы должны тем самым внести коррективы и в представления Ю. А. Лаврушина о времени промерзания горных пород за Полярным кругом. Начало возникновения многолетней мерзлоты необходимо, следовательно, относить непосредственно к предсамаровскому и раннесамаровскому времени. В этом отношении бассейн Индигирки существенно не отличается от соседнего бассейна Яны.

Н. П. Куприна (Алексеев, Куприна и др., 1962) считала древнейшие отложения Приморской низменности и сопредельной части долины Яны образованиями нижнего плейстоцена, т. е. времени тазовского оледенения, мессовского межледниковья и самаровского оледенения. Этот вывод основывался на присутствии в осадках сингенетичных жильных льдов, находках остатков раннего мамонта и спорово-пыльцевых спектрах тундрового типа.

Подтвердив, таким образом, высказанный выше тезис об отсутствии в осадках эоплейстоцена сингенетичных их накоплению следов многолетней мерзлоты, как на Крайнем Севере Азиатского материка, так и в его внутренней части, мы можем рассмотреть этапы ее возникновения и деградации в послеоплейстоценовое, т. е. в плейстоценовое и голоценовое, время.

Выше уже приведены данные о наличии первых сингенетичных осадкам мерзлотных текстур в отложениях, одновременных с а м а р о в с к о м у о л е д е н е н и ю. По исследованиям в верховьях р. Нижней Тунгуски В. Ю. Малиновский (1957) заключил, что в толще аллювия IV (35—40 м) террасы в обнажениях у пос. Наканно и в других местах «...по всей видимой части разреза наблюдаются следы мерзлотных деформаций, одновозрастных времени их накопления» (стр. 513). Южнее первые следы мерзлоты автору удалось увидеть в аллювии той же IV террасы в низовьях р. Куды, близ г. Иркутска. Здесь, как сообщалось выше, в кровле аллювия, возможно относящегося к фации старицы, встречены интенсивные наложенные смятия, наиболее вероятно, криостатического типа (см. рис. 29). Их полная глубина, а следовательно, и мощность деятельного слоя, не вскрыта, а видимая мощность достигает 1 м. Следует напомнить, что в верхах аллювия в этом же разрезе встречены зубы *Mammuthus trogontherii*. Еще южнее, в пределах Тункинской системы впадин, а именно в Хойтогорьской впадине, у северных подножий Нильского отрога, следы сингенетического промерзания мелководноозерных заторфованных супесей запечатлены в текстурах, образующихся в результате вытаивания шлиров сегрегационного льда.

Находка здесь остатков длинноногого бизона (*Bison priscus* cf. *longicornis*) также позволяет увязать время промерзания с начальными этапами самаровского оледенения горного обрамления Тункинских впадин. В вышележащих слоях, судя по спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 104), можно наблюдать слои, соответствующие последующим фазам этого оледенения.

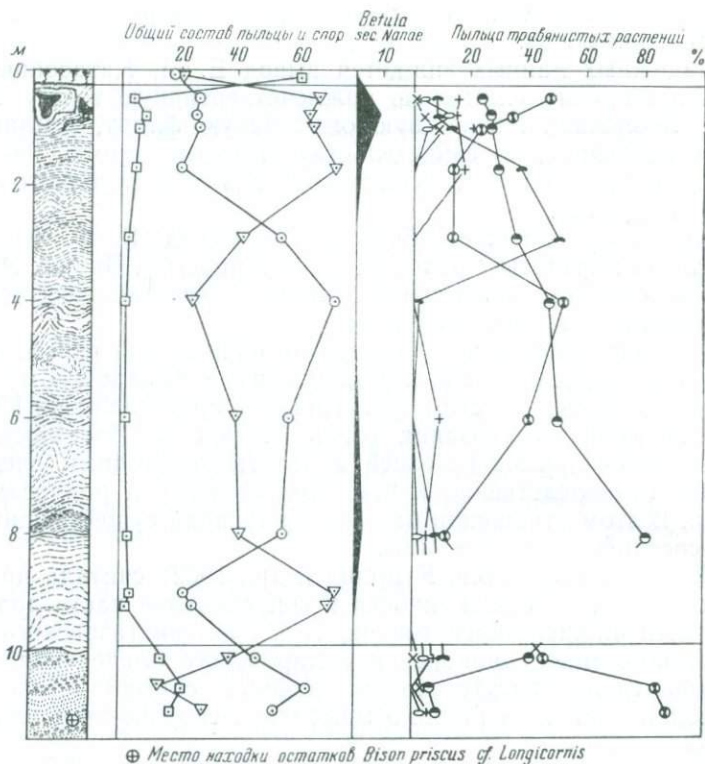


Рис. 104. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений у с. Хойто-Гол (по Л. В. Голубевой)

Условные обозначения см. рис. 3

Продолжение стратиграфического разреза, вскрывающего толщу самаровских отложений, можно видеть в обнажении Белый Яр I, в собственно Тункинской впадине. Здесь эти отложения, залегая непосредственно на верхнеэоплейстоценовых осадках, вмещают крупные псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (см. рис. 39). Они достигают значительных размеров (до 1 м в основании и глубины 3—4 м) и сопровождаются нарушениями вмещающих их слоев. Наличие таких крупных ледяных клиньев свидетельствует о суровых и холодных условиях климата, что подтверждается и составом спорово-пыльцевых спектров. Эти данные служат надежным подтверждением существования здесь в самаровское время многолетней мерзлоты.

В соседней области Западного Забайкалья интересные сведения о наиболее ранних проявлениях многолетней мерзлоты были опубликованы Э. А. Вангенгейм и В. Г. Гербовой (1962). Эти авторы наблюдали криогенные смятия слоев, лежащих в основании толщи песков кривоярской свиты и датированных находками костей *Camelus knoblochi* Nehr., *Poerhagus aff. baikalensis* N. Ver.

Приведенная фотография (см. рис. 60) позволяет полагать, что мерзлотные нарушения наблюдались в момент захоронения остатков млекопитающих или непосредственно после этого, а кости были «выжаты» в более верхний слой. По характеру указанные криотурбации наиболее близки к солифлюкционным. Подобные же нарушения наблюдались нами в низах кривоярской свиты, в ее стратотипическом разрезе (см. рис. 54), а также в окрестностях с. Новоникольское у с. Торы и в других местах.

Эти данные не оставляют сомнения в том, что начало самаровского оледенения, вызванное значительным похолоданием, совпало и, может

быть, предварялось развитием многолетней мерзлоты на огромных пространствах юга Восточной Сибири и, вероятно, Монголии. На севере этой части Сибири вблизи границ покровного оледенения распространение многолетней мерзлоты — неизбежное следствие господствовавших здесь климатических условий и существования открытых тундро-степных ландшафтов, хотя прямых данных о ее развитии пока еще нет, кроме указанных для бассейна Индигирки и Яны.

Таким образом, самаровское время четко выявляется в геологической истории Внутренней Азии как этап первого повсеместного распространения мерзлоты на территории, не захватывавшейся оледенением.

Меньше всего фактических данных имеется о мерзлоте в течение мессовского межледникового. Восстановление растительной зональности, соответствующей в своих главнейших чертах современной, и наличие степных почв в области современной лесостепи дает основание для представления о том, что на значительной территории Восточной Сибири многолетняя мерзлота, вероятно, в течение первых нескольких тысячелетий этой межледниковой эпохи полностью деградировала к югу от Полярного круга и сохранялась, подобно ее нынешнему положению, к северу от него. Естественно предположить, что между областью талых и многолетнемерзлых грунтов существовала промежуточная область островного распространения мерзлоты.

Тазовский этап формирования и развития мерзлоты был вызван тем же изменением климата, которое явилось начальной причиной тазовского оледенения. В его перигляциальной зоне сейчас выявлены многочисленные следы существовавшей некогда широко распространенной многолетней мерзлоты.

В индигирском секторе Приморской низменности мерзлота отмечена эпигенетическими жилами льда, заложенными на уровне кровли среднешангинской подсвиты и пронизывающими ее толщу. Несколько западнее, в долине Яны, судя по данным Н. П. Куприной (Алексеев, Куприна и др., 1962), тазовские аллювиальные отложения III надпойменной террасы, охарактеризованные находками остатков животных верхнепалеолитического комплекса (в том числе мамонтом раннего типа), вмещают, как это видно на схемах, помещенных в упомянутой работе, сингенетичные мощные повторно-жильные льды. Спорово-пыльцевые спектры указывают на безлесный ландшафт тундрового типа.

В низовьях р. Алдан тазовские аллювиальные отложения слагают надпойменную террасу высотой 25—35 м (без учета покровных образований). Местами ее высота значительно возрастает за счет накопления различных покровных образований: делювиально-солифлюкционных, золовых или флювиогляциальных. В Чуйском обнажении, например, известном находками остатков раннего мамонта и арктических грызунов *Dicrostonyx cf. torquatus*, *Lemmus obensis* и др., в толще перигляциального аллювия террасы Э. А. Вангенгейм (1961) и М. Н. Алексеев и др. (1962) наблюдали значительные мерзлотные нарушения в базальных галечно-валунных скоплениях, в результате которых обломочный материал приобрел не свойственную водным отложениям вертикальную ориентировку. Приведенные в обеих работах фотографии галечников зафиксировали картину мерзлотного (криостатического) пучения. Амплитуда деформированных отложений, достигающая 1,5—2 м, отмечает собою глубину деятельного слоя, возникавшего в летние сезоны на кровле многолетнемерзлых пород.

Мерзлотные нарушения различного типа: псевдоморфозы по ледяным жилам, грунтовые жилы, солифлюкционные смятия и в особенности криостатическое пучение — характернейшая особенность перигляциальных образований тазовского горизонта во всей внеледниковой области. Небольшие грунтовые, по-видимому, жилы отмечались в разрезе аллювия III (30 м) террасы р. Средней Анкулы (приток Нижней Тунгуски).

Весьма показательны наблюдения С. М. Цейтлина (1964а) о залегании линз и небольших клиньев льда в отложениях среднего (нижнего, по принятой нами схеме) плейстоцена и ниже по течению Нижней Тунгуски. Многочисленные псевдоморфозы по мелким ледяным жилам наблюдались автором в аллювии III террасы Ангары. Пучение крупного масштаба можно видеть и в озерных ленточноподобных супесях Тункинской впадины.

Обстоятельные наблюдения над проявлениями мерзлоты в тазовских аллювиальных отложениях выполнены А. Я. Литвиновым (1959), С. П. Горшковым (1962а, б; Горшков, Рыбакова, 1964), Н. С. Шевелевой (1964) в долине Енисея, в районе г. Красноярска. Ряд геологических разрезов со следами мерзлоты здесь описан также автором. Все они приурочены к перигляциальному аллювию IV (30—40 м) надпойменной террасы.

А. Я. Литвинов в горных выработках, заложенных на поверхности террасы у с. Коркино, смог установить существование двух ископаемых полигональных систем, запечатленных в осадках в виде псевдоморфоз по жильным льдам. Верхняя из них прослеживается непосредственно под бугристо-западинным рельефом в интервале глубин от 1,5 до 4,5—5 м и, совершенно очевидно, является наложенной по отношению к аллювию. Другая система псевдоморфоз встречена на глубине от 5,5—6,0 до 8,0—9,0 м, причем она не совпадает в плане с верхней. Ширина клиньев изменяется в пределах от 0,5 до 1,5 м. Наконец, в кровле галечников встречены концы самой нижней — третьей системы псевдоморфоз по ледяным клиньям, на глубине около 18 м от поверхности. Две нижние генерации ледяных клиньев синхронны накоплению перигляциального аллювия, причем самая глубокая по отношению к нормальному мессовскому аллювию IV террасы является эпигенетической. Поэтому нельзя согласиться с Н. С. Шевелевой (1964), когда она предположительно связывает нижние псевдоморфозы со временем самаровского оледенения.

Некоторые текстуры по ледяным жилам, заложенные в лёссовидных суглинках, оказываются полами. А. Я. Литвинов высказал по этому поводу весьма вероятную гипотезу, смысл которой состоит в том, что деградация подземного льда происходила не только путем его вытаивания, но и путем испарения. Эти наблюдения вместе с палеоэкологическими данными проливают свет на характер климата времени формирования лёссовидных суглинков тазовского горизонта не только как чрезвычайно холодного, но и в высшей степени сухого.

Во всяком случае, широкое, практически повсеместное распространение криогенных текстур в тазовских перигляциальных образованиях позволяет твердо установить столь же повсеместное развитие многолетней мерзлоты. Южная ее граница, уходящая за пределы нашей страны, еще не прослежена. Поэтому вряд ли могут возникнуть сомнения в том, что мерзлота захватывала верхние горизонты земной коры и на значительной части Монголии. Об этом можно судить по ряду признаков, в частности, по наличию современной многолетней мерзлоты в районе г. Улан-Батор, формирующейся, как и в Забайкалье, на затененных склонах благодаря низким зимним температурам и незначительной толщине снежного покрова (Шполянская, 1964). Естественно, что в условиях климата ледникового века мерзлота имела для своего образования гораздо более благоприятные предпосылки, чем в настоящее время. Во-вторых, наличие в четвертичном разрезе Северного Китая эоловых лёссов, относящихся к среднему плейстоцену, выделенных Лю Дунь-шенем и Чжан Цзун-ху (1962; Liu Tung-sheng, Chang Tsung-hu, 1964) в качестве верхнелишайского хуанту, свидетельствует о значительной сухости климата, об отсутствии сомкнутого растительного покрова и о действии сильных ветров с севера, обусловленных существованием круглогодичного сибирского антициклона. Однако степень изученности антропогенных от-

ложений Монголии недостаточна для того, чтобы оконтурить по ископаемым мерзлотным текстурам границы распространения многолетней мерзлоты. Сугубо предположительно эту границу, являющуюся вместе с тем южной границей перигляциальной зоны, мы проводим в северной части Гоби.

Следующий этап в геологической истории Внутренней Азии связан с наступлением казанцевского межледниковья. Полностью история его климата и развития растительности еще не раскрыта. Поэтому мы попытаемся осветить вопрос о состоянии мерзлоты во время оптимальной фазы этого самого теплого межледниковья плейстоцена.

Приведенные данные достоверно характеризуют климат казанцевского времени, особенно его оптимальной фазы, как умеренно-теплый, гумидный. Его установление повлекло за собой максимальное в течение плейстоцена смещение ландшафтных зон к северу. Наиболее удобно это проследить по положению северной границы леса, которая лежала, по крайней мере, на 2—3° севернее современной. Зона тундры оказалась значительно сжатой и вытесненной на побережье Ледовитого океана и его архипелаги. Что касается южной границы леса, то положение ее, по-видимому, не слишком сильно отличалось от современного, судя по тому, что черноземные степные почвы казанцевского горизонта располагаются в Иркутском Приангарье и на среднем Енисее, в районе г. Красноярска, т. е. в области современной лесостепи. Все же можно думать, что и южная граница этой основной в течение межледниковья природной зоны была несколько сдвинута к северу. Разница в величине смещения этих обеих границ указывает на величину растяжения лесной зоны.

Столь сильное изменение климата, особенно по сравнению с временем предшествующего, тазовского оледенения, не могло, разумеется, не сказаться на прекращении дальнейшего накопления мерзлоты. Оно привело к ее деградации на значительной территории Внутренней Азии. Совершенно определенные свидетельства этого следуют из материалов Ю. А. Лаврушина (1963), указавшего на наличие значительного количества термокарстовых западин на поверхности равнины, сложенной в бассейне р. Индигирки шангинской свитой. Озерно-болотные образования, выполняющие эти западины, в частности, в опорном разрезе Сыпного Яра, накапливались в сравнительно теплых условиях.

В общем сходные данные вытекают из анализа криогенных текстур, запечатленных в казанцевских отложениях обского севера (Баулин, Шмелев, 1962). Присутствие в этих отложениях псевдоморфоз по повторно-жильным льдам свидетельствует о развитии здесь скованных многолетней мерзлотой казанцевских пород, сформировавшихся в условиях с относительно низкой среднегодовой температурой и, следовательно, при суровых климатических условиях. Правда, следует заметить, что весьма точный и обстоятельный мерзлотный анализ казанцевских отложений не сопровождался столь же необходимым фациально-генетическим анализом этой толщи. Из-за этого осталось неясным, в каких именно осадках были заложены ледяные жилы. Вполне очевидно, они не могли сингенетично расти в морском казанцевском бассейне. Для объяснения этого явления авторы должны были прибегнуть к не подтвержденному другими данными предположению о периодическом, по крайней мере трехкратном, осушении побережья. Возможно, что отложения, вмещающие сингенетические ледяные жилы, в действительности не являются морскими казанцевскими толщами, а относятся к аллювиальным или иным континентальным образованиям. Тем не менее, нельзя не согласиться с упомянутыми авторами, когда они утверждают, «...что повторно-жильные льды формировались соответственно в начале казанцевского, а также в конце казанцевского — начале зырянского времени» (Баулин, Шмелев, 1962, стр. 80).

Предполагая, что условия развития современных и плейстоценовых повторно-жильных льдов были сходными, В. В. Баулин и Л. Ш. Шмелев считают, что средняя годовая температура грунта в начале казанцевского века была несколько ниже — минус 3 или минус 4° С.

В ряде мест верхние части псевдоморфоз по повторно-жильным льдам переработаны горизонтом инволюций (судя по приведенным фотографиям — криостатическим). Толщина криотурбированного слоя, как известно, довольно точно отражает мощность деятельного слоя. В данном случае значение его колеблется в пределах 0,6—1,0 м.

Исходя из этих данных, можно утверждать, что начало и конец казанцевского межледниковья были связаны на севере Западной Сибири с существованием и накоплением многолетней мерзлоты. Этого нельзя сказать о середине межледниковья, которая отвечает его оптимальным климатическим условиям. Отсутствие здесь сингенетических псевдоморфоз (если только это явление не связано с морским режимом осадконакопления) служит поводом для представления о существовавших условиях деградации мерзлоты.

Н. А. Шарботян, исследовавший влияние подтока тепла из недр Земли на состояние многолетнемерзлых пород, пришел к заключению, что «нижняя граница мерзлой толщи погружается вниз только при таких условиях на поверхности, которые обеспечивают избыток отвода тепла вверх над подтоком тепла снизу. При нарушении этого условия нижняя граница мерзлой толщи довольно быстро (примерно за 10—20 тыс. лет) занимает положение, соответствующее новым температурным условиям на поверхности» (1962, стр. 139). Приведенные цифры очень приближенно позволяют судить о продолжительности теплой фазы казанцевского межледниковья, которая, следовательно, тянулась не меньше 10 тыс. лет.

К востоку от Енисея (за исключением арктических районов), среди казанцевских отложений, слагающих обычно нижний ярус аллювия II надпойменной террасы, или в некоторых районах — разрез аллювия III террасы, сингенетических следов мерзлоты никто не наблюдал. Присутствие же здесь унионид и указанный выше характер спорово-пыльцевых спектров исключают возможность отрицательных среднегодовых температур грунтов и накопления мерзлоты. Поэтому мы не разделяем мнения Н. С. Шевелевой (1964), которая допустила существование многолетнемерзлых пород севернее Ангары. На основе экологических данных следует предположить сохранение мерзлоты лишь в районе Полярного круга или несколько южнее его.

Исходя из этих данных, можно сделать общее заключение о том, что казанцевский век был временем преимущественной деградации многолетней мерзлоты. В этом мы не сходимся с мнением ряда мерзлотоведов, которые единодушно считали казанцевский век холодным. «Видимо, на протяжении времени формирования всей толщи казанцевских осадков казанцевского горизонта существовал холодный климат...» (Баулин, Шмелев, 1962; стр. 66). «В целом и в сангомпанское (т. е. казанцевское.— Э. Р.) и в каргинское время образование многолетнемерзлых пород продолжалось» (Шарботян, 1962; стр. 140). «На юге Приенисейского района, судя по псевдоморфозам, по повторно-жильным льдам в отложениях второй и первой надпойменной террас р. Ангары, формирование многолетнемерзлых пород продолжалось почти до конца верхнечетвертичного времени (Шевелева, 1964; стр. 28).

В приведенных высказываниях специалистов-мерзлотоведов выражен односторонний подход к анализу вопроса о климатах и известная переоценка своей методики. Более общий и комплексный подход раскрывает картину состояния мерзлоты в казанцевское время в действительной его сложности. За Полярным кругом и, вероятно, в горах и высоких плоскогорьях только в оптимальную фазу межледниковья отмечаются следы слабой деградации мерзлоты, выраженной в образова-

нии термокарстовых западин. Вне этих пространств мерзлота полностью протаяла в соответствии с температурным режимом поверхности и под влиянием притока внутреннего тепла Земли.

Зырянский этап образования многолетней мерзлоты был одним из самых значительных и, благодаря относительной молодости и хорошей сохранности отложений зырянского горизонта может быть обоснован большим фактическим материалом.

Выше было уже указано, что с началом зырянского времени связано похолодание, в результате которого лесной растительный покров казанцевского времени распался и был вытеснен ландшафтами лесотундры, тундры и холодной степи. Континентальность климата зырянского времени препятствовала росту покровных и горных ледников и явилась, вместе с тем, причиной, стимулировавшей широчайшее развитие многолетней мерзлоты. В сферу криогенеза была вовлечена не только территория тазовской перигляциальной зоны, но и пространства, лежащие между границами тазовского и зырянского ледников. Южные пределы распространения многолетнемерзлых грунтов в зырянский век также пока не установлены. Криогенные текстуры всех типов прослежены до южных границ СССР (Равский, 1961; Равский и др., 1964). Вполне очевидно, что они переходят и на пространства Монголии. Сведения о развитии здесь зырянской мерзлоты немногочисленны, но в лежащей к югу области лёссового плато Северного Китая маланьский хуанту, отвечающий, по нашему мнению (Громов и др., 1965), зырянскому и сартанскому горизонтам, судя по результатам исследований китайских, западноевропейских и советских исследователей, следов ископаемой мерзлоты не несет. Можно, следовательно, полагать, что южная граница многолетней мерзлоты проходила где-то по северной окраине Гоби, и мерзлота имела здесь островное распространение.

Огромное число указаний на наличие в отложениях зырянского горизонта сингенетичных повторно-жильных льдов или субаэральных и субаквальных псевдоморфоз по ним, а также других криогенных текстур, делает нецелесообразным их полный обзор. Такие указания содержатся почти во всех работах по четвертичной геологии и мерзлотоведению. Остановимся для примера только на нескольких геологических разрезах. Напомним прежде всего, что в зырянском горизонте в долине Индигирки развивались мощные повторно-жильные льды, сохранившиеся в настоящее время в толще осадков воронцовской свиты (Лаврушин, 1963). Такие же мощные, протяженностью до 20 м ледяные жилы пронизывают отложения II надпойменной террасы р. Яны и сопредельной части Приморской низменности (Алексеев и др., 1962), охарактеризованные фауной млекопитающих верхнепалеолитического комплекса (поздний вариант). В низовьях Вилюя, в аллювиальных осадках II зырянской террасы, М. Н. Алексеев (Алексеев и др., 1962) отмечает в разрезе (например, близ пос. Верхневилуйск) линзу льда мощностью до 5 м, которая, по его мнению, представляет собой погребенный замерзший водоем. Льды жильного происхождения имеют здесь подчиненное значение. В верховьях Лены, как мы уже отмечали, зырянские псевдоморфозы образуют полигональную решетку, заложенную на поверхности 12—14-метровой террасы в устье р. Анги. В Енисейской депрессии псевдоморфозы по ледяным жилам, сингенетичные вмещающим их зырянским осадкам, отмечаются между устьем р. Турухан и пос. Ермаково, хотя они и имеют здесь небольшие размеры (Лаврушин, 1961). Часты и многочисленны псевдоморфозы по жильным льдам в осадках II (15—20-метровой) террасы выше по течению Енисея от Красноярска. Здесь, по наблюдениям С. П. Горшкова (1962а, б), они обнаружены на правом берегу у с. Березовка. Из толщи перигляциального аллювия террасы они внедряются в галечники русловой фации нормального аллювия. Примерно в таких же условиях или в толще перигляциального аллювия

С. М. Цейтлиным (1964а) встречены «морозобойные клинья» в аллювии III (зырянской) террасы Нижней Тунгуски во внеледниковой зоне. Неоднократно нами подобные структуры наблюдались в аллювии II зырянской террасы на всем течении Ангары, по Иркуту, в низовьях Белой, в Тункинской впадине и в других местах (Равский, 1960, 1961; Равский и др., 1964). Небольшие клинья в осадках III террасы Чикоя в Забайкалье отмечались В. Г. Гербовой у с. Усть-Киран. Их сингенетичность зырянским слоям подтверждается в тундро-степных спорово-пыльцевых спектрах.

Многочисленные нарушения криогенного происхождения, датированные зырянским временем, наблюдались и в покровных образованиях. Лучше всего они прослежены в лёссовидных делювиально-солифлюкционных шлейфах и частично уже описаны нами. Они выражаются в солифлюкционном или криостатическом разрушении казанцевских погребенных почв. Эти почвы местами разбиты клиновидными трещинами большого и малого масштаба. Морозобойное происхождение крупных псевдоморфоз по ледяным клиньям не может подвергаться сомнению благодаря типичности всех их признаков. Мелкие клиновидные трещины, заполненные также породами вышележащего горизонта (чаще всего лёссовидным суглинком), являются скорее трещинами высыхания. В более северных районах также зырянский возраст имеют псевдоморфозы по ледяным жилам, раздробляющие на блоки казанцевские торфяники (Алексеев, 1961). Подобные торфяники указанный автор наблюдал в основании покровных мелкоземистых образований, лежащих на поверхности аллювия IV террасы Вилюя, у рек Чебыда, Тангнаара и в других местах. Казанцевский возраст этих торфяников надежно обосновывается положением в разрезе и составом спорово-пыльцевых спектров (Гитерман, 1963).

Из приведенных данных следует вывод о практически повсеместном распространении многолетней мерзлоты в пределах перигляциальной зоны зырянских ледников.

Довольно продолжительный холодный период зырянского оледенения, весьма приближенно оцениваемый на основании скорости осадконакопления Полярного бассейна (Белов, Лапина, 1961) в 32 тыс. лет, несомненно, привел в северных районах к образованию мощной многолетней мерзлоты толщ пород, вероятно равной 300—500 м. Однако, суждения об этом не могут быть пока достаточно надежными, так как зырянская мерзлота подверглась значительной деградации в следующий, каргинский межледниковый век.

Каргинский этап деградации мерзлоты. Межледниковый характер каргинского времени, как это уже упоминалось, долгое время подвергался сомнениям. Наши материалы привели к выводу о полной возможности отнесения каргинского времени к межледниковью, несмотря на его сравнительную кратковременность. Это подтверждается и наблюдениями за поведением многолетней мерзлоты. Начиная рассмотрение этого вопроса на материалах северных районов, необходимо вновь вернуться к наблюдениям, выполненным Ю. А. Лаврушиным на Индигирке и Н. П. Куприной на Яне. Подвергнув некоторому уточнению стратиграфическую схему первого исследователя, к каргинскому горизонту мы относим нижние слои аллювиальной толщ I террасы, образующие в ней ярус нормального аллювия. В нем заключены остатки стволов деревьев (березы и ольхи), высокоствольные формы которых сейчас здесь не произрастают. Потепление климата Приморской низменности в каргинское время, особенно заметное по контрасту с суровым арктическим климатом зырянского века, не могло не сказаться на состоянии многолетней мерзлоты. Действительно, исходя из материалов Ю. А. Лаврушина, обнаружившего на поверхности сильно льдонасыщенной воронцовской (зырянской, по нашему мнению) свиты следы термо-

карста, можно уверенно судить о том, что, вероятно, в оптимальную фазу каргинского межледниковья началась деградация мощных повторно-жильных сегрегационных льдов. Нижние горизонты озерных осадков в термокарстовых западинах также заключают обломки высокоствольных древесных пород.

В аллювиальных отложениях I террасы Яны, в спорово-пыльцевых спектрах, преобладает пыльца древесных пород, представленная главным образом ольхой, сосной, лиственницей и березой. Эти данные в сравнении с приведенными Ю. А. Лаврушиным для I террасы Индигирки, показали Н. П. Куприной и Р. Е. Гитерман (Алексеев и др., 1962) настолько несовместимыми, что они выдвинули гипотезу о том, что ими в основании террасы встречен цоколь из более древних образований, хотя никаких геологических оснований для этого как будто не имелось. На самом же деле здесь, в нижней части аллювия I террасы (имеется в виду ее разрез в 2 км ниже устья р. Адычи), лежит нормальный аллювий, накопившийся в фазу облесения, относящуюся к каргинскому горизонту, не обособленному этими исследователями в геологическом разрезе. Естественно, что в эту фазу, как и на Индигирке, здесь можно ожидать прекращения накопления холода в породах и их частичного оттаивания с поверхности; однако фактических данных об этом нет.

Предположение о том, что в южном направлении проявление мерзлоты в отложениях каргинского горизонта должно ослабевать, а затем и полностью отсутствовать, подтверждается многочисленными данными. Уже в нижнем течении Вилюя и на Средней Лене, в осадках нижней части аллювия I террасы (Алексеев и др., 1962), никем не отмечаются сингенетические ледяные жилы и их псевдоморфозы. Не могли увидеть их и мы во всей южной части Восточной Сибири, в большом числе обнажений и горных выработок.

В современной лесостепи Средне-Сибирского плоскогорья и в Забайкалье каргинские погребенные почвы носят явственно степной, черноземовидный облик. Из этого следует, что ожидать здесь проявлений многолетней мерзлоты нет никаких оснований.

Весьма интересные данные о сохранении многолетней мерзлоты на енисейском севере в каргинское время привела Н. С. Шевелева (1964). В разрезе подземного помещения Игарской мерзлотной станции, заложеной в осадках каргинской террасы, перекрывающих ленточные глины позднезырянского озерно-ледникового бассейна, встречены стволы погребенных деревьев, в основном лиственницы. Древесина оказалась хорошей сохранности, без следов деятельности древоразрушающих грибов или уничтожения клеточных оболочек. По заключению специалистов, подобная сохранность древесины достигается при абсолютной сухости или при консервации в многолетнемерзлых породах. Естественно, что в условиях Игарки первый фактор исключается, а второй — вполне обычный.

Определение абсолютного возраста древесины по C^{14} показало цифру более 24 500 лет (Мо-4) и $35\,400 \pm 300$ (ГИН-140), что вместе с геологическими данными датирует древесину и вмещающие ее осадки позднезырянским интерстадиалом (Кинд, 1968). Из этих данных Н. С. Шевелева сделала совершенно правильный вывод о том, что многолетнемерзлая толща в пределах долины приблизительно к северу от Полярного круга образовалась не менее чем 24 500 лет назад и с тех пор никогда не протаивала; а если учесть дату ГИН-140, то образование мерзлоты произошло не позже 35 000 лет назад. Если вспомнить, что остатки мамонта с сохранившимися мягкими тканями также имеют абсолютный возраст в $26\,000 \pm 1600$ лет (Мо-215) (Коржув, Федорова, 1962), то вывод о наличии на севере многолетней мерзлоты в течение каргинского времени можно уверенно распространить и на низовья Лены, по крайней мере на территорию Заполярья, лежащую севернее 71° с. ш. Столь же

убедительные аргументы о сохранении мерзлоты и в других районах Северо-Востока вытекают из датировки по C^{14} другого трупа мамонта, найденного на р. Березовке, в бассейне р. Колымы. Судя по работе А. Е. Гейнца и В. Е. Гарутта (1964), возраст его оказался равным 40 тысячам лет (или более). Оставшиеся на скелете мягкие ткани могли, само собой разумеется, сохраниться до наших дней только в условиях многолетней мерзлоты, не отступавшей из северных районов ни в каргинское межледниковье, ни в раннеголоценовый климатический оптимум.

Возникает вопрос, каким же образом совместить вполне надежные данные, свидетельствующие, с одной стороны, о сохранении мерзлоты севернее Полярного круга, а с другой о ее деградации и проявлении термокараста в тех же районах? По-видимому, абсолютная продолжительность теплых интервалов (Кинд, 1965), а тем более их оптимальных фаз, была небольшой. Поэтому мерзлота в области Крайнего Севера, в соответствии с подсчетами А. А. Шарботяна (1962), не должна была деградировать полностью. Вероятно, она носила островной характер или же среди мерзлых пород встречались достаточно многочисленные талики. К югу от Полярного круга, там, где мощность многолетней зырянской мерзлоты была меньшей, а годовые температуры большими, она смогла, очевидно (за исключением сравнительно немногих мест), полностью оттаять.

В интервале абсолютной геохронологической шкалы от 20 до 10 тыс. лет (Кинд, 1965) во всей Сибири и, очевидно, в сопредельных с ней районах зарубежной Азии отмечается продвижение горных ледников сартанского оледенения. Определение его самостоятельности позволяет выделить отдельный этап и в развитии многолетней мерзлоты. Отмеченные выше особенности климата, господствовавшего в сартанской перигляциальной зоне, указывают на его большое сходство с климатом зырянского времени, в особенности второй его половины. Новая деструкция каргинской лесной зоны и распространение ландшафтов холодной перигляциальной степи свидетельствует об установлении резко континентального засушливого климата, весьма благоприятного для накопления холода в горных породах. И, действительно, имеющиеся наблюдения дают многочисленные доказательства возникновения или дальнейшего накопления многолетней мерзлоты.

Лучше всего одновременность образования осадков сартанского горизонта и многолетней мерзлоты прослеживается в аллювиальных отложениях. Почти повсюду сартанский горизонт слагает верхнюю и иногда среднюю часть разреза I надпойменной террасы. Именно в этой его части сингенетичные осадкам повторно-жильные льды зафиксированы на р. Индигирке, Нижней Лене, Вилюе — севернее границы современного распространения повторно-жильных льдов. Эта граница проходит восточнее Енисея, приблизительно в северной части бассейна Нижней Тунгуски, пересекает Полярный круг в верховьях Вилюя и спускается к югу от 60° с. ш. на Лено-Алданском междуречье (Основы геохронологии, 1959). Южнее этой линии в сартанских отложениях наблюдаются псевдоморфозы по ледяным жилам или криогенные деформации иного типа. Псевдоморфозы по жильным льдам отмечались в осадках I террасы во многих речных долинах, и перечисление пунктов их нахождения заняло бы неоправданно много места.

Одной из самых характерных особенностей проявления мерзлоты сартанского времени служат прекрасно выраженные ископаемые полигональные системы, которые прослеживаются как на поверхности II террасы, так и на более древних элементах рельефа. На перспективных фотографиях или аэрофотоснимках они имеют облик пятнистых полей (рис. 105). При наземных исследованиях обнаруживается, что элементарная ячейка имеет полигональную, чаще всего пятиугольную форму, выпуклую до 20—50 см срединную часть, ограниченную узкими пониже-



Рис. 105. Следы тундровых полигональных полей сартанского времени (выражены светлыми пятнами) в южных окрестностях г. Иркутска

ниями. Гумусный материал почвы обычно несколько размыт в центральной, повышенной части полигонов и сосредоточен в обрамляющих ее понижениях микрорельефа, создавая контрастность окраски. Благодаря этому полигональные системы становятся особенно заметными на свежих пашнях. При полете между гг. Иркутском и Красноярском в конце мая, в период массовой пахоты, автору удалось увидеть, что сартанские полигональные поля практически по трассе полета повсеместно распространены. Этим самым устанавливается и широкое, вероятно сплошное, распространение многолетней мерзлоты. Для выяснения ее мощности в это время мы не имеем критериев. Вероятно, глубина проникновения мерзлоты не достигла того значения, которое она имела в зырянское время. Но причиной этого явился не более мягкий климат, а меньшая продолжительность накопления холода в горных породах. По имеющимся сейчас представлениям время зырянского оледенения по крайней мере в полтора раза было большим, чем сартанского. О южной границе сартанской многолетней мерзлоты и о границе перигляциальной зоны можно сказать лишь то же, что и о соответствующих границах в зырянское время.

Сложные, как это было показано, климатические изменения во время сартанского оледенения, когда, по крайней мере дважды климат становился теплее и влажнее, не могли, разумеется, не отразиться на характере многолетней мерзлоты. Раскрытие ее превращений (отступление южной границы протаивания жильных льдов, образование таликов и др.) затруднено тем, что внутрисартанские потепления зафиксированы пока лишь в немногих местах и выражены только погребенными почвами в лёссовидных покровных образованиях. Судя по тому, что верхняя из этих почв на ряде верхнепалеолитических стоянок Кокоревско-Новоселовской группы разрушена солифлюкцией или мерзлотным пучением, можно считать, что мерзлота полностью не деградировала, а лишь оттаивала на большую глубину, чем в другое время. Трудно, конечно, ожидать, что короткие межстадиальные потепления, продолжительность которых вряд ли превышала тысячу лет, могли привести к существенной деградации мерзлоты.

Деградация многолетней мерзлоты связана со следующим, более теплым и продолжительным периодом послеледникового кли-

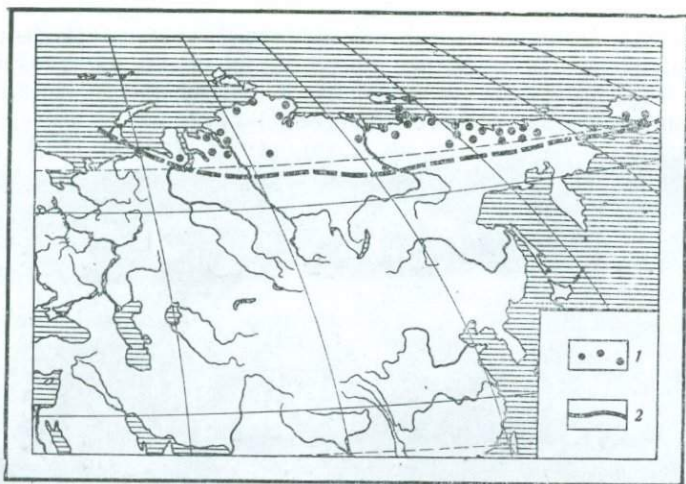


Рис. 106. Схема местонахождений остатков животных с сохранившимися мягкими тканями (по Garutt, 1964)

1 — места находок остатков мамонта и других животных с мягкими тканями; 2 — южная граница вечной мерзлоты, не протавившей в течение верхнего плейстоцена и голоцена

матического оптимума. Его время в абсолютной геохронологической шкале четко определено датами от 9 до 4,5 тыс. лет (Кинд, 1965; Лаврушин и др., 1963). Поэтому голоценовый оптимум — четкий естественноисторический рубеж в общей истории многолетней мерзлоты. Наиболее полные данные о ее поведении в это время получены для Западной Сибири и Приенисейского Севера.

Уже сравнительно давно ботаники на основе палеокарпологического и палинологического анализов верховых торфяников выяснили, что растительные зоны послеледникового климатического оптимума заметно сместились к северу, и древесные формы заняли территории нынешней тундры. Н. Я. Кац (1939) пришел к выводу, что это было смещение на четыре градуса по широте, и высказал мнение об одновременном повышении температуры вегетационного периода на 4°C . Используя эти константы, он обратил внимание на то, что именно такая же разница в средних температурах вегетационного периода получается при сравнении данных метеостанций Нового Порта и с. Березово. В районе последнего пролегает современная южная граница многолетней мерзлоты. Из этих соотношений он сделал вывод о положении южной границы мерзлоты во время климатического оптимума где-то в районе Нового Порта. К югу от этой границы многолетняя мерзлота, естественно, должна была находиться в стадии деградации, а к северу — быть в стабильном состоянии. В. В. Баулин (1962) сообщил, например, что севернее широты 68° , на п-ове Ямал, обнаружены мощные повторно-жильные льды до 10 м высотой, широкое основание которых лежит на глубине 1,5 м от поверхности, т. е. что эти льды — продукт современного климата.

Для восстановления границы мерзлоты может быть использован еще один метод, основанный на фактах многочисленных находок трупов мамонта, шерстистого носорога и иногда других животных. Вполне очевидно, что сохранение их до наших дней возможно только в непротавивших многолетнемерзлых грунтах. Некоторые радиоуглеродные датировки абсолютного возраста этих трупов (Гейнц, Гарутт, 1964) указывают на их гибель и захоронение в зырянское или в сартанское время.

Первая сводка находок в Сибири трупов животных с остатками кожи и мышц была предпринята И. П. Толмачевым (Толмачов, 1929). Отдельные дополнения были внесены М. В. Павловой (1929), а впоследствии

Ю. Н. Поповым (1948) и В. Е. Гаруттом (Garutt, 1964). Используя главным образом наиболее полную карту местонахождения трупов животных, составленную В. Е. Гаруттом (рис. 106), мы можем сделать вывод, что все захоронения (кроме известной находки носорога у устья Вилюя) расположены севернее Полярного круга. Из этого мы вправе заключить, что в течение последнего климатического оптимума многолетняя мерзлота по крайней мере в островном распространении на Крайнем Севере не деградировала.

Значительный объем буровых работ, осуществленный в последние годы в Западной Сибири, позволил выяснить интересные особенности строения многолетней мерзлоты на глубину. А. А. Земцов (1958), а затем более подробно В. В. Баулин (1962) установили, что к северу от Полярного круга выделяется зона сплошного залегания многолетнемерзлых пород, на 70° с. ш. мощностью 450—500 м. Она уменьшается до 200—300 м на 66° — 67° с. ш. Южнее, до 64° — 65° с. ш. лежит зона двуслойного залегания мерзлых пород. Мощность верхнего слоя в северном направлении постепенно возрастает от нескольких метров до 50—80 м на 66° с. ш. Кровля нижнего слоя погружается в направлении с севера на юг с глубины 50—90 до 150—200 м. К югу от границы развития верхнего слоя многолетнемерзлых пород вплоть до 61° с. ш. лежат только мерзлые породы нижнего слоя, их кровля располагается на глубине 200—300 м, а подошвы — около 500 м. К югу от 60° — 61° с. ш. нижний слой выклинивается. С полным основанием В. В. Баулин (1962) и А. А. Шарботян (1962) считают нижний слой многолетней мерзлоты реликтовым, а протаивание до его кровли связывают с временем послеледникового климатического оптимума. Таким образом, в Западной Сибири от Полярного круга до широты 60° — 61° многолетняя мерзлота протаяла за время климатического оптимума на глубину до 200—300 м, а южнее — деградировала полностью.

В Заенисейской Сибири подобные данные еще не получены, но принципиальная картина, созданная главнейшими климатическими событиями, по-видимому, не должна быть иной.

Все это позволяет прийти к заключению, что послеледниковый климатический оптимум в истории многолетней мерзлоты был этапом прекращения (кроме заполярных районов) ее накопления и временем уничтожения сартанской мерзлоты на всей более южной территории Азии.

Что касается самого последнего этапа, протекающего от конца голоценового оптимума, т. е. в период времени от 4,5 тыс. лет до современности, то он, как это вытекает из целого ряда фактических данных, был временем активизации процессов накопления холода в северных и, вероятно, в горных районах. В частности, в Западной Сибири в течение последних 4,5 тыс. лет многолетняя мерзлота сковала породы на глубину до 80—90 м и спаяла в районах, прилежащих к Полярному кругу, разъединенные таликами два их слоя в один монолитный мощный горизонт. К востоку от Енисея свидетельства образования мерзлоты в течение и последнего этапа выражены в сингенетическом промерзании поймы. Соответствующие наблюдения сделаны Ю. А. Лаврушиным (1961; Лаврушин и др., 1963) в низовьях Енисея и на Индигирке. Промерзание выражается в образовании наиболее молодой генерации жильных льдов и шпиров сегрегационного льда в мелкоземистых осадках.

Промерзание пойменных отложений в отдельных благоприятных для этого процесса случаях отмечалось многими исследователями значительно южнее, в частности, в бассейне Ангары, во многих районах Забайкалья и т. д. Сильно влагоемкие торфяники подвергались промерзанию в позднеголоценовое время. Достаточно напомнить о торфяном болоте в верховьях Иркутка, близ устья р. Быстрой. Этот торфяник, как показывает спорово-пыльцевой анализ, проведенный И. В. Голубевой,

сформировался в основном в течение голоценового оптимума. В настоящее время он крепко спаян мерзлотой.

При оценке современного этапа состояния многолетней мерзлоты его нельзя, разумеется, сравнивать с этапами роста и накопления мерзлоты в перигляциальных зонах оледенений. Этот этап, как голоцен в целом, остается временем деградациии мерзлоты. Некоторая ее экспансия замечается лишь в сравнении с временем голоценового оптимума, когда процесс протаивания имел более интенсивный темп. В последующее время сдвиг от протаивания в сторону промерзания грунтов наблюдался лишь там, где физико-географические условия находились на грани между двумя этими состояниями.

О СООТНОШЕНИИ ОЛЕДЕНЕНИЙ И ПЛЮВИАЛОВ

Одной из наиболее специфических и ярких особенностей антропогена (четвертичного периода), справедливо считается развитие обширных покровных оледенений.

Общие планетарные похолодания, послужившие причиной оледенений, привели к широкому распространению ледниковых и перигляциальных типов отложений, а также к смещению к югу природных зон или к перестройке существовавшей зональной структуры, к появлению новых видов в фауне млекопитающих и в других группах животного мира, к значительным перегруппировкам растительных ассоциаций.

Уже на сравнительно ранних этапах разработки ледниковой теории исследователи четвертичного периода Европы, Северной Африки и Северной Америки обратили внимание на причинную связь между оледенениями в высоких и средних широтах и плювиалами в низких широтах. Вслед за этим было установлено и получило всеобщее признание предположение об одновременности этих явлений. Положение о временной и генетической связи плювиалов и оледенений прочно вошло в современную литературу. Бутцер дает четкое определение этой связи: «Плейстоцен рассматривается как «Pluvial Age» в низких широтах и «Glacial Age» в высоких и средних широтах» (Butzer, 1961; стр. 35). Подобные взаимоотношения между оледенениями и плювиалами преобладающее большинство авторов склонно считать общей закономерностью, относящейся, по крайней мере, ко всей аридной зоне Северного полушария.

Плювиальные (дождливые, влажные) периоды в истории антропогена оставили ясные следы в толще антропогенных образований и могут, естественно, быть установлены только на основе геологических наблюдений в плювиальных областях. В сводке Чарльсворта (Charlesworth, 1957) содержится указание на широкое распространение плювиальных условий на полярных сторонах аридных зон — в северной части Сахары и азиатских и североамериканских пустынь и в южной части пустынь Южного полушария — в Южной Африке и Австралии. Причину увлажнения ныне засушливых областей Земли во время оледенений авторы соответствующих работ видят обычно в общем снижении температуры и уменьшении в этой связи интенсивности испарения и в изменении баланса стока. Важное значение придается также смещению к югу так называемого полярного фронта и оттеснению в этом же направлении путей движения циклонов, приносящих океанические осадки. Изменение циркуляции воздушных масс ставится в прямую зависимость от влияния антициклона, устойчиво существовавшего над материковыми ледниковыми покровами. Подобные климатические последствия материковых оледенений неоднократно разбирались как в советской, так и в зарубежной литературе (Григорьев, 1946; Золотарев, 1957; Синицин, 1962; Roser, 1948; Flohn, 1953, и др.).

Из приведенных данных о фацциально-генетических особенностях отложений, синхронных оледенениям, можно судить о том, что осадкона-

копление в это время происходило в условиях достаточно сухого климата. Особенно наглядно это видно на примере Присаянья и Забайкалья, где господствуют типичные в этом отношении литологические и генетические разновидности пород.

Однако конкретные условия перигляциального осадконакопления оказываются довольно сложными. Ход климатической кривой в цикле одного оледенения в перигляциальной зоне раскрывается, как уже было показано, на основе эволюции растительного покрова (по данным пыльцевого и палеокарпологического анализов) и мерзлотных текстур.

В результате увлажнения аридных зон происходило значительное обводнение замкнутых водоемов и озер. Прослеживание прежних береговых линий — один из основных методов выяснения времени их образования и оценки интенсивности осадков и испарения. Именно на этой основе были сделаны заключения о связи изменений уровней Каспийского и Аральского морей с климатическими колебаниями и оледенениями. Такие же данные были широко использованы для констатации плювиальных эпох в северной части Аравийского полуострова и Северной Африки (Woldstedt, 1958) и в аридной зоне Северной Америки (Флинт, 1963). На материалах Центральной Азии вопрос о плювиалах был в той или иной степени рассмотрен в работах В. А. Обручева (1947б), А. А. Чернова (1908), Ч. Берки и Ф. Морриса (Berkey, Morris, 1927), Л. Спокка (Spock, 1929), В. М. Синицина (1954, 1956, 1957а, 1959, 1962), Н. А. Маринова (1957) и др. В большинстве упомянутых работ соответствие плювиалов оледенениям подразумевается как само собой разумеющееся. В основе этого взгляда лежат, по-видимому, изложенные представления, заимствованные из европейской и североамериканской литературы, и полный отрыв наблюдений над следами плювиальных климатов в Центральной Азии от данных по оледенениям севера материка.

Для установления действительных соотношений оледенений и плювиалов, помимо методов абсолютной геохронологии, материалы для которой в пустынях и полупустынях Северной Азии сейчас полностью отсутствуют, могут быть использованы реконструкции климатов перигляциальной зоны, занимающей промежуточное положение между областью материкового оледенения и плювиальными районами. Учитывая имеющиеся данные, картину изменения климатов от границы материковых ледников к экстрагляциальным районам лучше всего рассмотреть во внутренней части Азии — в Восточной Сибири, Восточной Монголии, Северном Китае, привлекая при необходимости материалы по другим районам.

В Сибири в настоящее время, как было уже показано, установлено несомненное развитие четырех оледенений: самаровского (или максимального), газовского, зырянского, сартанского, каждое из которых считается обычно самостоятельным.

Осадки нижней части разреза зырянских перигляциальных образований накапливались в условиях холодного и относительно влажного климата, при господстве открытого безлесного ландшафта, в растительности которого преобладали тундровые элементы. Формирование верхней части разреза совпадало с условиями холодного, но сухого климата (Голубева, Равский, 1964).

Еще более определенное свидетельства засушливости климата Забайкалья во время оледенений следуют из палинологических данных. В первую фазу развития растительности (и климата) во время зырянского оледенения здесь, так же, как и севернее, были наиболее распространены тундрово-степные ассоциации. Позднее они сменяются ландшафтами «холодной степи». В травянистом покрове существенно уменьшается участие влаголюбивых растений и возрастает роль ксерофитов. Господствовали сухие полынно-разнотравные степи с большим участием в растительности лебедовых и эфедры. Во время последнего,

сартанского оледенения, сухость климата в Забайкалье достигала максимума, и ландшафт был близок к перигляциальной полупустыне. Об этом можно судить по тому, что растительный покров был беден и состоял почти исключительно из ксерофитов — полыни, лебедовых, эфедры. Эфедря была представлена 4—5 видами.

Важное значение для выявления климатических особенностей имеет другой компонент органического мира — фауна млекопитающих. Если обратиться, например, к фауне зырянского времени, то, по данным Э. А. Вангенгейм (Равский и др., 1964), на Средне-Сибирском плоскогорье она образует типичный для сухих лёссовых перигляциальных степей комплекс. В его составе наиболее характерны арктические и высокобореальные виды — *Ovibos moschatus*, *Alopecurus lagopus*, *Lemmus obensis*, *Dicrostonyx torquatus*, полностью отсутствуют лесные формы. В Забайкалье основными видами являются специализированные для резко выраженных аридных условий формы — *Equus hemionus*, *Procarpa gutturosa*, *Bos primigenius*, *Alactaga*, *Spirocerus kiakhtensis*. Весьма распространён носорог (*Coelodonta antiquitatis*), остатки которого особенно многочисленны.

Из приведенных данных следует, что сезонное подтаивание многолетней мерзлоты, господство здесь низких годовых и летних температур и малой интенсивности испарения приводило в первую фазу оледенения к образованию заболоченных пространств только в северных районах. В южных районах Сибири, где температуры выше, а количество осадков оставалось примерно одинаковым, сухость климата заметно возрастала. В еще большей степени это относится к Забайкалью, южные районы которого вообще мало отличались по развитию природной среды от Монголии.

За южными пределами территории СССР, на территории МНР и Западного Китая, антропогенные отложения специально почти не изучались. Поэтому сведения о литолого-фациальном, генетическом составе и стратиграфии плейстоценовых образований основываются на отрывочных и попутных наблюдениях геологов или географов, занимающихся другими вопросами.

Исследователи дореволюционного периода интересовались главным образом горными районами, в которых явственно прослеживаются следы древнего оледенения. Ледниковые отложения и формы рельефа описывались в работах П. А. Кропоткина, С. П. Перетолчина, П. И. Преображенского, М. А. Усова, А. И. Молчанова и др. Эти авторы указывали на развитие двух или трех эпох наступания ледников и отмечали трудности определения самостоятельности оледенений. Так, А. И. Молчанов (1918) писал, что если в Кентейских горах Монголии и существовали две эпохи продвижения ледников, то между ними не было большого перерыва, так как наблюдается слишком ничтожная разница в сохранности ледниковых образований обеих фаз.

Позднее данные о ледниковых отложениях частично освещались Э. М. Мурзаевым (1949, 1952), Н. М. Казаковой (1965), И. Г. Кузнецовым (1952), А. Х. Ивановым (1953а, б), В. М. Синициным (1962), Н. А. Мариновым (1954), Ли (Lee, 1947), Ричардсоном (Richardson, 1944), Виссманом (Wissman, 1937, 1960) и др. В настоящее время в горных районах Центральной Азии установлено до трех, местами до четырех оледенений. Но остаются неясными вопросы об их характере, геологическом возрасте, наличии межледниковий, существовании перигляциальных образований и о параллелизации отложений горных и равнинных районов и т. д.

Значительно хуже изучены отложения равнин и низкогорий. По имеющимся данным, в этих районах Монголии и Западного Китая распространены сравнительно маломощные щебнисто-песчаные накопления. В котловинах, столь характерных элементах морфологического ландшафт-

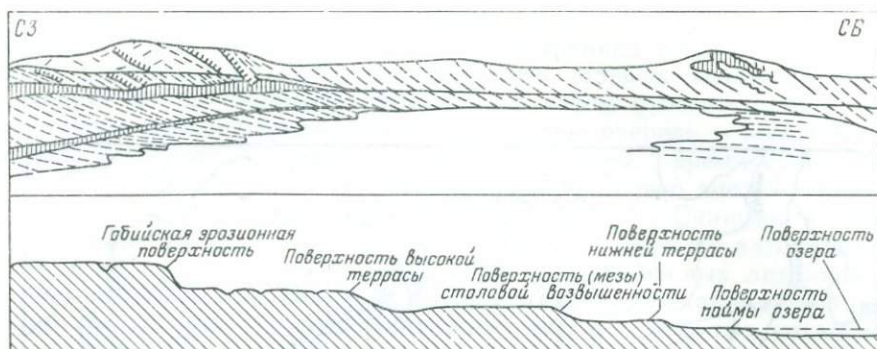


Рис. 107. Схема строения озерной котловины Унгур Цаганнур и профиль озерных террас (по Sprock, 1929)

та Монголии и вообще Центральной Азии, наблюдаются преимущественно озерные отложения и возникшие за счет их перевеивания — эоловые. Так, Н. А. Маринов и Р. А. Хасин отмечают в Восточной Монголии наличие древнеозерной системы в районе современных Торейских озер и озер Джирман-Цаганнур и Харанур. Западнее, в Гоби, Берки и Моррис (Berkey, Morris, 1927) наблюдали несколько бессточных котловин, занятых солеными озерами Ускок и Цаганнур. Над нынешним уровнем воды озер поднимается несколько древних береговых линий. Л. Спок (Sprock, 1929) привел данные более подробных наблюдений, выполненных в районе Цаганнур, и отметил, что озера расположены в пределах равнины, образованной плиоценовыми озерными осадками, распространенными на площади в несколько сот квадратных миль. Сейчас склоны котловины представляют собой серию ступенчато снижающихся к современному зеркалу воды озерных террас, среди которых имеются плиоценовые и более молодые (рис. 107). Большие древнеозерные равнины наблюдались В. М. Синициным (1957а, б) во впадине оз. Лобнор. В предгорных районах этот автор закартировал мощные пролювиальные галечные толщи и лёссовидные отложения.

Как видно из краткого обзора, на территории Центральной Азии, прилегающей к южным границам Восточной Сибири, резко преобладают специфические отложения аридной зоны — пролювиальные, лёссовидные, эоловые, соленых озер. Однако наряду с этим всеми наблюдателями здесь отмечались многочисленные следы прежнего обводнения и увлажнения климата. Геологические свидетельства сильных и неоднократных колебаний климата в течение антропогена зафиксированы следами увеличения и сокращения акваторий многочисленных замкнутых водоемов, изменениями режима их солености, образованием и частичным разрушением конусов выноса, колебаниями величины речных излучин, существованием лёссов и разделяющих их погребенных почв и др. Значительные колебания обводненности фиксировали на юге Западной Сибири И. А. Волков и В. С. Волкова (1965).

Особенно многочисленные следы былого обводнения наблюдаются в предгорных впадинах (рис. 108). В этом отношении весьма показательна схема «плювиальных» четвертичных озер Центральной Азии, представленная И. Г. Кузнецовым и Э. М. Мурзаевым (1963). На ней ясно видно, что преобладающее большинство озер расположено вблизи гор, подвергавшихся значительному четвертичному оледенению. Можно, следовательно, допустить, что колебания уровня озер зависели от изменений питания их ледниками. Наблюдения, подтверждающие это положение, содержатся во многих трудах по геологии Центральной Азии. В одной из работ В. М. Синицина (1957а, стр. 204) приводятся следующие

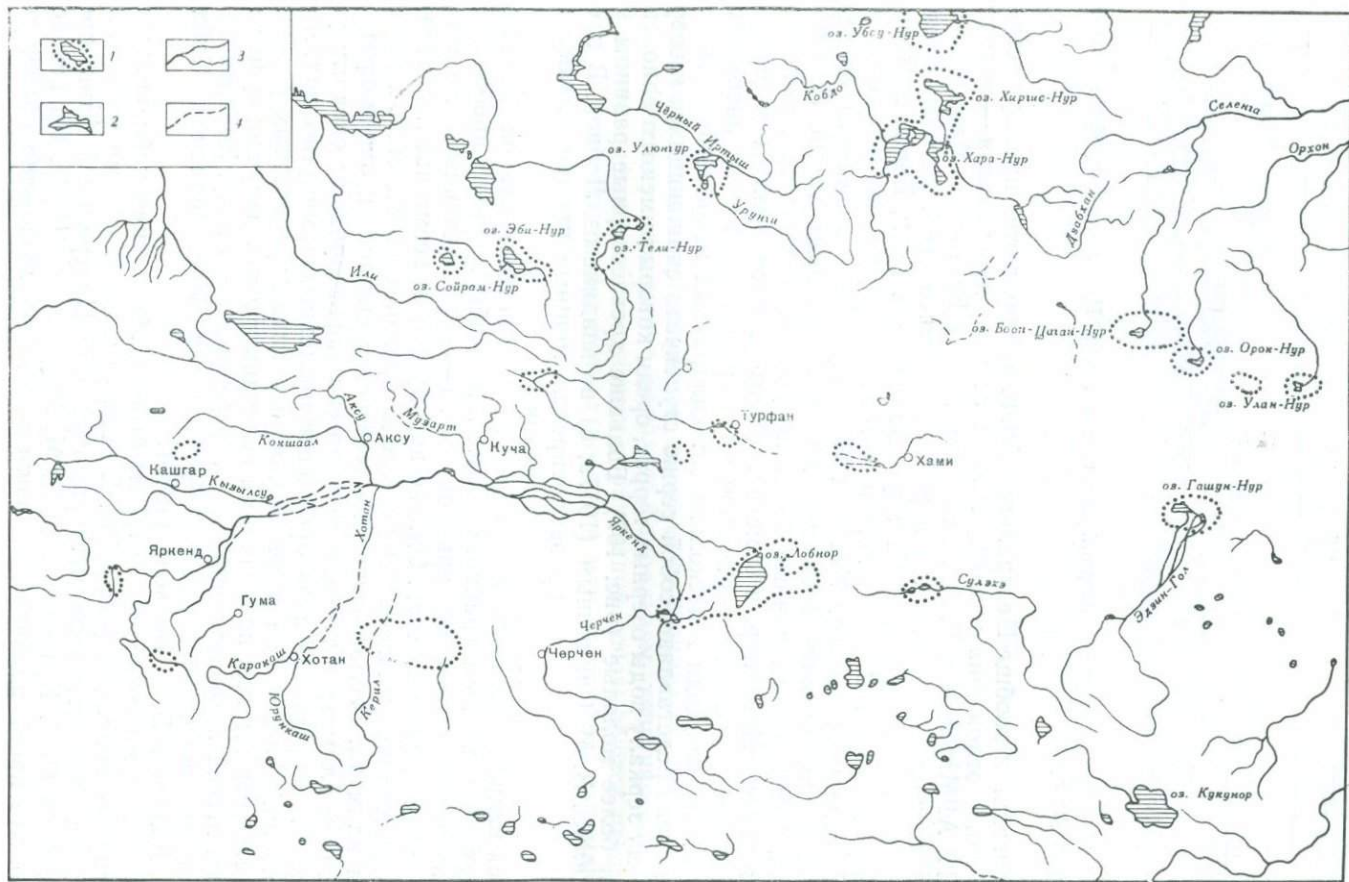


Рис. 108. Схематическая карта районов распространения древних озерных отложений (по Кузнецову и Мурзаеву, 1963)
 1 — районы древних озерных отложений; 2 — озера; 3 — реки; 4 — пересыхающие реки

важные данные: «...озерные отложения внутренних областей Таримской впадины переходят в галечники предгорного шлейфа, которые в пределах горных долин сменяются речными, а затем флювиогляциальными отложениями верхней террасы, которые, в свою очередь, в высокогорной зоне синхронизируются с днищем ледникового трога... время существования озерного бассейна отвечает последней ледниковой эпохе». По-видимому, время наполнения озерных водоемов В. М. Синицин называет плювиальным периодом, так как в другой работе того же автора можно прочесть: «В стадию энергичного таяния плейстоценовых ледников повысилась влажность воздуха и дождевых вод стало накапливаться больше, чем испаряться. Из этих избыточных вод в замкнутых котловинах Гоби образовались многочисленные озера» (Синицин, 1962, стр. 205).

Близкие представления излагал другой исследователь Монголии — Н. А. Маринов (1957, стр. 241). «Некоторое увлажнение климата,— по его мнению,— имело место в период, предшествовавший оледенению, и в ледниковый период. Таяние ледников сопровождалось усилением размыва, существованием широкой сети озер и целых озерных систем, а также значительных по величине и многочисленных речных потоков».

Таким образом, эти и другие геологи не делали различий между локальным обводнением предгорных областей, связанным с таянием ледников, и общим увлажнением климата, свойственным плювиальным эпохам. Между этими понятиями ставится по существу знак равенства. Полностью разделяя мнение указанных авторов о совпадении во времени обводнения предгорных озер и горных оледенений, нельзя согласиться с мыслью, что в этом процессе выражается плювиальный климат. Нет никаких свидетельств одновременного заполнения водами озер, не связанных с ледниковым питанием. Само же по себе появление в аридной зоне небольших озер не в состоянии изменить влажность климата. Площади озер и рек даже в эпохи их наибольшего наполнения занимали относительно ничтожные пространства. Это относится даже к несравненно более крупным водоемам. «Ни Каспийское море, ни тем более Арал,— писал С. П. Суслов,— вследствие своей относительно небольшой величины не имеют существенного влияния на климат внутренних частей области (имеется в виду Средняя Азия.— Э. Р.) и воздействие их ограничивается лишь узкой прибрежной полосой» (1947, стр. 409). Сказанное в еще большей степени относится к бассейнам с меньшей акваторией.

Слабая степень изученности четвертичных отложений Монголии и других областей Центральной Азии не дает в настоящее время возможности составить представление о геологическом возрасте осадков, отвечающих разливам озер, питаемых ледниками, и озер, существование которых зависело от атмосферных осадков и грунтовых вод. Поэтому необходимо прийти к заключению, что на имеющихся сейчас данных о режиме озер и речного стока в области Центральной Азии в течение антропогенного периода нельзя построить гипотезу о соотношении оледенений и плювиалов.

Более надежные данные на этот счет можно почерпнуть в материалах о накоплении лёссов и лёссовидных пород.

Лёссовые породы во внеледниковой области Сибири являются перигляциальными образованиями. Они состоят из однородного пылеватого материала — конечного продукта физического выветривания в полярных и субполярных широтах (Шило, 1959). Поэтому происхождение пылеватого материала связывается с условиями морозного или интенсивного физического выветривания. В большом числе случаев внутри лёссовых отложений Сибири, включая и самые южные горные и равнинные районы (Забайкалье, Саяны, Алтай), встречены криогенные деформации, сингенетичные осадконакоплению (Равский, 1961; Равский и др., 1964; Кригер, 1963, 1965, и др.), свидетельствующие о суровом и холодном

климате времени их отложения и о существовании многолетней мерзлоты.

В лёссовидных породах во многих местах встречены комплексы моллюсков (Даниловский, 1939; Мартинсон, 1951). Для них И. В. Даниловский считает характерным преобладание угнетенных маломерных и тонкостенных наземных форм, образующих четко выраженный «лёссовый» комплекс. Столь же многочисленны в лёссовидных отложениях аллювиального, делювиально-солифлюкционного и озерного происхождения остатки млекопитающих, среди которых встречены кости крупных арктических животных — мамонтов, северных оленей и мелких животных — песцов, леммингов и др.

Спорово-пыльцевые анализы лёссовидных отложений, проведенные Л. В. Голубевой (Равский и др., 1964), показывают однообразную картину распространения в периоды лёссонакопления сухой холодной степи, в которой преобладали злаки, полыни и лебедовые.

Таким образом, один из наиболее характерных членов комплекса перигляциальных образований — лёссовидные отложения — на всей территории Сибири формировался в условиях холодного и крайне сухого климата и распространения многолетней мерзлоты. Перигляциальные лёссовидные образования прослежены по отдельным разрезам вплоть до южных границ СССР.

Вполне очевидно, что во время оледенения многолетняя мерзлота проникла на более или менее значительное расстояние к югу. Это доказывается и тем обстоятельством, что современная островная многолетняя мерзлота прослеживается местами на территории Монголии. Так, по данным Э. М. Мурзаева (1952), южная граница многолетней мерзлоты от оз. Хубсугул проходит в северном Хангае, пролегает близ Улан-Батора (где угольные копи Налайга заложены в многолетнемерзлых грунтах) и следует вдоль южных берегов р. Керулен, уходя на северо-восток к оз. Буир-Нур. Сходные указания о площадях распространения многолетней мерзлоты мы находим в работах Н. А. Цитовича (1950), В. И. Заверина (1950) и др. Не может поэтому возникнуть сомнения в том, что в результате каждого оледенения перемещалась к югу граница многолетней мерзлоты, усиливалось влияние сибирского антициклона, проявляющегося не только в зимнее время, как сейчас, но и в летнее.

Сильные северные и северо-восточные ветры, воздействовавшие на сухую и мерзлую, слабо закрепленную растительным покровом почву равнинных и горных районов Монголии, приводили к интенсивному развеванию продуктов выветривания. Этот процесс, подробно рассмотренный В. А. Обручевым (1951), привел, по его мнению, к накоплению на южных окраинах Центральной Азии, особенно в Северном Китае, мощных толщ эоловых лёссов.

Если ограничиться рассмотрением только горизонта желтого маланьского лёсса, сравнимого по своим свойствам с перигляциальными лёссами умеренного пояса, то известно, что он отлагался в обстановке аридного и, по-видимому, достаточно холодного климата. Немногочисленные спорово-пыльцевые данные Лю Дунь-шеня, Чжан Цзун-ху (1962) указывают на абсолютное господство в растительном покрове того времени ксерофитов — полыней, лебедовых, злаков (рис. 109). По-видимому, совершенно ничтожное значение имели древесные породы — сосна, ива. По составу спорово-пыльцевых спектров маланьский лёсс мало отличается от лёссовидных образований Сибири. Фауна беспозвоночных и млекопитающих маланьского лёсса почти неизвестна. В. А. Обручев (1959) упоминает о находках наземных моллюсков *Helix*, *Pupa*, *Succinea*, *Catharica*, *Metadontia*, *Zua*, *Eulota*, которые живут в настоящее время в крайне засушливых районах Китая и Средней Азии. Большинство из них входит в состав так называемого лёссового комплекса.

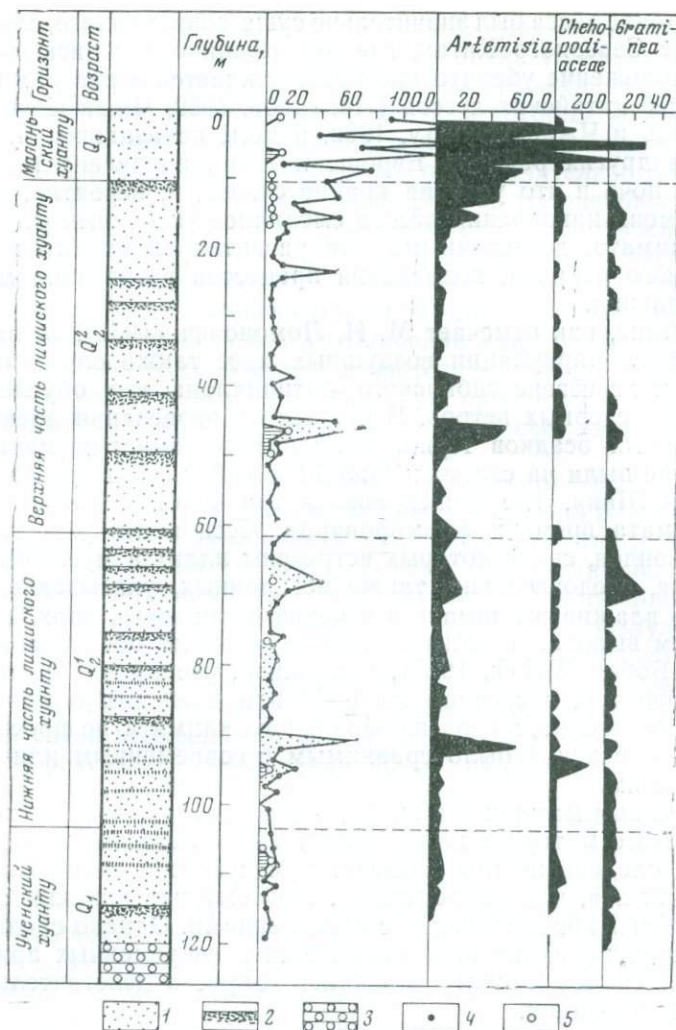


Рис. 109. Спорово-пыльцевая диаграмма хуанту (лѣсса) в районе Учэнь, провинция Шаньси (по Лю Дунь-шеню и Чжан Цзун-ху, 1962)

1 — лёсс; 2 — погребенные почвы и горизонты выветривания; 3 — конгломераты; 4 — пыльца древесных растений; 5 — пыльца травянистых растений

Указанные признаки могут быть свойственны как сухому и холодному, так и сухому и теплему климату. Мы склоняемся к представлению о сухой и холодной климатической обстановке во время накопления китайских лёссов, исходя из сравнительной близости районов их развития к зоне многолетней мерзлоты. Отсутствие мерзлотных текстур в маланьском лёссе все же существенно отличает его от лёссов южной Сибири. Китайские лёссы нельзя поэтому считать прямым продуктом перигляциальных условий. Однако существование близкой к перигляциальной обстановки в полупустынях Центральной Азии во время оледенений хорошо соответствует наблюдаемым фактам.

Из этих данных необходимо сделать вывод, что, следовательно, развевание продуктов выветривания и накопление лёссов во время оледенений исключают возможность одновременного существования плювиального климата, неизбежно связанного с увлажнением и развитием растительного покрова. «Можно думать,— писал В. А. Обручев (1951, стр. 360),— что климат Центральной Азии в течение главной эпохи

нарастания толщ лёсса был значительно суше современного, следовательно, и климат Северного Китая, где эти толщи отлагались, также был суше». Это положение убедительно подтверждается в работах новейших исследователей китайских лёссов (Павлинов, 1959; Чжан Цзун-ху, 1959; Лю Дунь-шень и Чжан Цзун-ху, 1962, и др.), показавших, что их толща, как и в других районах Европы и Азии, разделена горизонтами погребенных почв и что условия крайне сухого, и, вероятно, холодного климата времени накопления лёссов сменялись условиями относительно влажного климата, достаточными для развития сплошного почвенного и растительного покрова, подавления процессов развевания мелкозема и лёссонакопления.

В Казахстане, как отмечает М. И. Ломонович (1961), во время оледенений условия циркуляции воздушных масс также определялись существованием на севере сибирского антициклона, что обусловило господство сухих северных ветров. В результате развевания древних озерно-аллювиальных осадков Прибалхашья мелкоземистый материал отлагался в виде пыли на склонах Заилийского Алатау и других северных хребтов Тянь-Шаня, где фиксировался травянистой растительностью. Сухость климата времени формирования лёсса подтверждается составом его коллоидов, среди которых встречены иллит и мусковит-серицит. В Казахстане, следовательно, также нет данных, указывающих на существование влажного климата в течение ледниковых эпох.

К сходным выводам о климате Ирана во время последнего оледенения пришел Бобек (Bobek, 1955), указавший, что наряду с общим снижением температур, в среднем на 4—5° или даже несколько ниже, на Иранском плоскогорье следов плейстоценового климата не прослеживается. Количество осадков было сравнимым с современным или даже несколько меньшим.

Из изложенных материалов видно, что территория полупустынь и пустынь Азиатского материка находилась в эпохи лёссонакопления и, значит, в эпохи оледенения под воздействием сухого и значительно более холодного климата, чем современный. Поэтому нет никаких оснований связывать проявление плейстоценового оледенения с оледенениями. Однако следы неоднократных эпох увлажнения прослеживаются в современных аридных зонах достаточно ясно, поэтому возникает вопрос о действительном времени их существования.

При разборе этого вопроса необходимо иметь в виду, что в современную эпоху, близкую к межледниковой, лёссонакопления не происходит, а в ряде районов, включая Среднюю Азию, наблюдается деградация лёссов и лёссовидных пород (Кригер, 1965). Кроме некоторых районов распространения развеваемых песков, повсюду существует более или менее сплошной почвенный и растительный покров (Мурзаев, 1952). Эти данные показывают, что современный климат даже в Средней Азии более увлажненный, чем климат ледниковых периодов. Можно поэтому думать, что в межледниковые отрезки четвертичного периода были более благоприятные условия для существования плейстоценовых лёссов. Это кажется тем более вероятным, что в отдельные фазы межледниковий, как уже было показано, климат был значительно более влажным, чем современный.

Следы увлажнения во вторую половину межледниковья прослеживались на юге Восточной Сибири, в Забайкалье и на территории соседней Монголии. В Северном Китае, как отмечалось, они фиксируются горизонтами погребенных почв.

Говоря о вероятной связи плейстоценовых лёссов с наиболее влажными фазами межледниковий, нельзя исключить возможность того, что они соответствовали и начальным этапам оледенения до тех пор пока материковые ледники из продукта климатических условий сами не стали важным климатоформирующим фактором и обусловили существование мощного антициклона.

Вероятно, последний пльвиал связан с климатическим послеледниковым оптимумом. Так, в ряде разрезов голоцена Прибайкалья и Забайкалья П. Б. Виппер (1962) и Л. В. Голубева (Равский и др., 1964) отмечают существование фазы развития лесов, в которых доминировали ель и пихта, вместе с ними встречались и широколиственные породы. Темнохвойные леса могли существовать лишь при значительно более влажном климате по сравнению с современным. Период голоценового климатического оптимума в Сибири ограничен временными рубежами от 8,8 до 4,5 тыс. лет (Лаврушин и др., 1963; Чердынцев и др., 1964). Его сменил более сухой и холодный климат последующего периода голоцена. С последним связан уже исторический этап наблюдений над обводнением Центральной и Средней Азии, в отношении «прогрессивного усыхания» которой в течение этого времени имеются столь противоречивые данные.

На основе изложенных материалов мы приходим к заключению, что локальное обводнение предгорных районов за счет таяния ледников не имеет отношения к пльвиальным климатам.

В Северной Азии имеются свидетельства господства во время оледенений холодного континентального климата, особенно во вторую их половину. Причину этого можно видеть в воздействии сухих и холодных ветров, дувших с ледникового щита. Горные оледенения Южной Сибири создавали дополнительный потенциал высокого атмосферного давления, обусловившего глубокое проникновение холодных воздушных масс в глубь Центральной Азии. Сухость их возрастала в результате перемещения в южные, лучше прогреваемые области. Нельзя также исключить влияния общего значительного поднятия высоких плоскогорий, увеличения в этой связи испарения и общей изоляции Азии от океанических осадков в результате увеличения высот окраинных горных хребтов. Последние обстоятельства, впрочем, одинаково отрицательно сказывались и на климате межледниковий. Вследствие этого, рассматривая климат пльвиальных областей в связи с климатами межледниковых отрезков плейстоцена, мы пришли к заключению о соответствии пльвиалов наиболее влажным фазам межледниковий. Нельзя исключить также возможности того, что пльвиальные условия отвечали и начальным, более влажным фазам оледенения. Это положение влечет за собой вывод о неодновременности пльвиальных и интерпльвиальных периодов в присредиземноморских территориях — Северной Африке, Аравии, Малой Азии (Флинт, 1963; Woldstedt, 1958) и в обширных внутренних областях Внутренней Азии, если считать доказанными иные соотношения между оледенениями и пльвиалами в этих секторах материка. Возможно, принимаемые для атлантического сектора Евразии соотношения между оледенениями и пльвиалами действительны для открытых к океанам районов с ослабленным влиянием на климат материкового оледенения.

О ТИПАХ ПРИРОДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ

Активизация тектонических движений и вулканизма в Восточной Сибири на грани неогена и антропогена, сочетавшаяся с направленными и циклическими изменениями климата, послужила причиной дифференциации рельефа, усиления в нем гипсометрических контрастов и коренного преобразования органического мира. Все это вызвало коренное изменение существовавшего до того типа природной зональности, который сложился, по мнению Н. М. Страхова (1962), в начале юры и существует до настоящего времени в том смысле, что расположение аридных и гумидных зон Северного и Южного полушарий не менялось по отношению к экватору. Однако если посмотреть на этот вопрос с менее общих позиций, то нельзя не заметить, что ландшафтно-географические зоны палеогена и неогена Евразии существенно отличались от таких же зон антропогена, не говоря уже о появлении неизвестных в мезозое и в большей части кайнозоя ледниковой и перигляциальной зон.

Основные представления о типах зональности антропогена сложились, главным образом, на материалах Европы. Особое внимание европейских исследователей привлекал вопрос о пространственном размещении отдельных элементов природы во время оледенений. На примере вюрма Европы реконструкцию ландшафтной и климатической зональности сделали Г. Позер (Poser, 1948), Ю. Бюдель (1955), Г. Флоон (Flohn, 1953), Б. Френцель, К. Тролля (1955), Б. Френцель (Frenzel, 1961). На большом разнообразном материале эти авторы показали, что во время вюрмского оледенения произошло значительное смещение существующих ныне природных зон к югу, особенно в умеренных широтах, и затухающее в низких широтах. В наглядной форме эти данные изображены на диаграмме Ю. Бюделя (1955), воспроизведенной на рис. 110. Эта идея проводится во всех упомянутых работах. Поэтому, рассматривая изменения природы в более восточных областях, некоторые немецкие исследователи распространили сложившееся у них на материалах Европы представление на остальную часть Евразийского материка. Весьма показательны в этом отношении данные Б. Францеля и К. Тролля о растительной зональности Северной Евразии во время наибольшего развития последнего оледенения, т. е., переводя на принятую у нас терминологию, во время максимума зырянского оледенения. На схемах зональности, предлагаемых этими авторами, видно, что основные природные зоны Европы, а именно ледниковая, морозно-каменистая тундра, кустарниковая каменистая тундра (с *Betula* папа, *Salix polaris* и др.), лесотундра, бореальные хвойные леса протягиваются на всю территорию Сибири и Дальнего Востока. Такая же, собственно, картина зональности Северной Евразии в эпоху максимального (днепровско-самаровского) оледенения изображена на палеогеографической схеме В. П. Гричука, А. П. Васильковского, М. Н. Караева, К. К. Маркова, Г. Б. Удинцева (Марков, 1956).

На этой схеме показано, что основные палеоландшафтные пояса протягиваются из Европы почти по всей Сибири. В качестве зонального типа растительности показано распространение хвойных лесов (светлохвойная и темнохвойная тайга). Особенно большие площади, судя по схеме, они

занимали в Восточной Сибири — на междуречье Енисея и Ангары, в верховьях Лены и Алдана, Нижней и Подкаменной Тунгуски, в низовьях Вилюя, в Забайкалье. О развитии лесов в Прибайкалье и в Забайкалье в это время писали также Н. В. Думитрашко (1952а), Б. Френцель (Frenzel, 1959).

Оценивая существующие представления о типах природной зональности Северной Евразии в антропогене и опираясь на имеющиеся в нашем распоряжении материалы, мы не можем согласиться с попытками ее унификации в масштабе Евразии.

Изложенные сведения о зональности типов континентальных отложений, о характере спорово-пыльцевых спектров и семенных флор, а также о составе и распространении млекопитающих в течение эоплейстоцена дают ясные указания на то, что в пределах территории Внутренней Азии можно различить лишь две зоны: северную и южную. Северная зона обнимает Сибирь, за исключением Забайкалья, а южная — охватывает Забайкалье, Восточную Монголию и сопредельную часть Северного Китая.

Для северной зоны типично распространение озерных, а также аллювиальных отложений, местами образующих широкие аккумулятивные равнины. Эти отложения обладают характерной охристой окраской, отличаются повышенным (по сравнению с отложениями плейстоцена) содержанием устойчивого к процессам выветривания материала в галечнике, а также среди минералов тяжелой фракции. Спорово-пыльцевые спектры отражают распространение хвойных бореальных лесов, обогащенных хвойными и широколиственными неогеновыми реликтами. В среднем эоплейстоцене эти леса разреживались, а кое-где трансформировались в лесостепи.

В северосибирской фауне эоплейстоцена Э. А. Вангенгейм (Вангенгейм, Равский, 1965) выделяет три группы видов: 1) виды, широко распространенные как в Европе, так и в Северной Азии, включая Северный Китай, — *Dicerorhinus mercki*, *Trogotherium cuvieri*; 2) виды, также широко распространенные в северной Евразии, но южная граница их ареала не спускается южнее широты оз. Байкал — *Archidiskodon wüsti*, *Alces latifrons*, *Equus aff. mosbachensis*¹; 3) виды, распространение которых ограничено в основном пределами Центральной Азии и Северного Китая, редко заходившие в сопредельные районы к северу, — *Equus ex gr. sarmatensis*, *Canis variabilis*, *Paleoloxodon cf. pamadicus*, *Coelodonta sp.* Первые две группы видов не оставляют сомнения в развитии в северной области бореального гумидного климата, видоизменившегося в семигумидный в среднем эоплейстоцене.

В южной зоне антропогеновые отложения представлены главным образом накоплением коротких сезонных водотоков (пролювием, овражными образованиями, часто красноцветными). Растительный покров, судя по спорово-пыльцевым спектрам, был представлен степями с обилием ксерофитов, среди которых леса имели лишь островное распространение. Об этом же свидетельствует и степной состав млекопитающих.

Наличие общих форм в составе фауны млекопитающих эоплейстоцена Забайкалья и Северного Китая указывает на принадлежность их к обширной общей палеозоогеографической провинции, к которой, естественно, должна относиться и значительная часть равнинной территории МНР. Ее отличительными чертами, таким образом, принято считать семиаридный тип климата, фации осадков, растительности и животного мира.

Граница двух отмеченных природных зон в эоплейстоцене пролегла в общем по 50° с. ш., но в зависимости от рельефа, отличалась извилистостью.

¹ На основании последних работ А. В. Шера (1971) к этой группе можно добавить еще *Præovibos* (?), *Soergelia*, *Pliohippus* (Примеч. ред.).

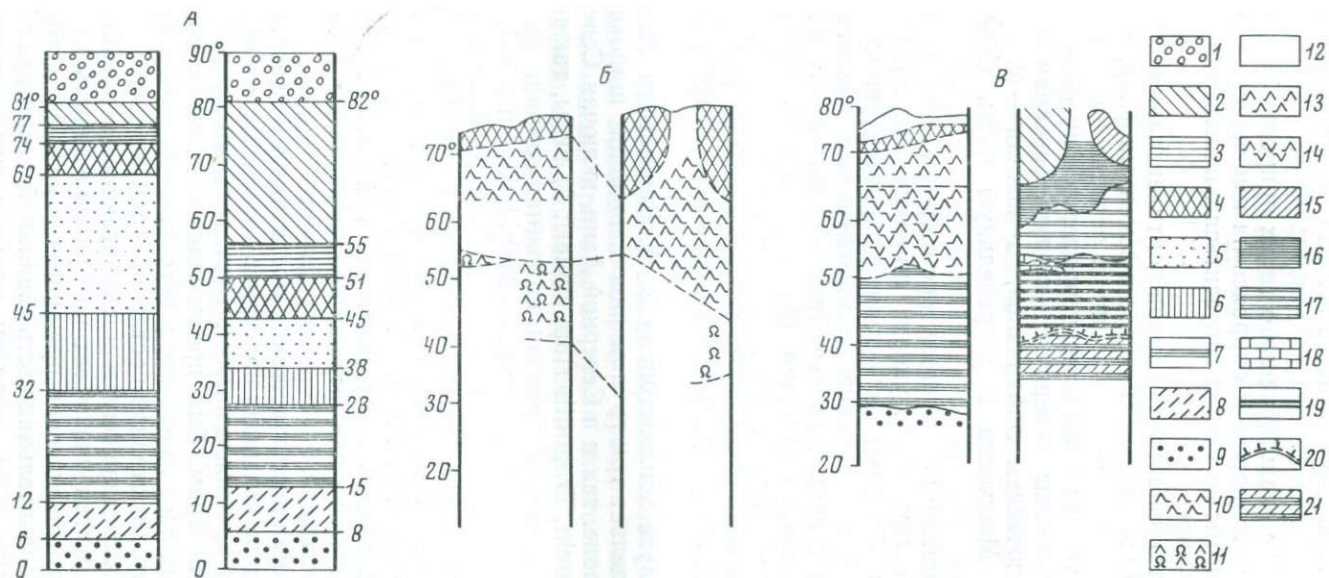


Рис. 110. Структура природных зон Европы и Восточной Сибири в настоящее время и в вюрмскую (зырянскую) эпоху
 А — Европа (по Бюделю, 1955). Б — Восточная Сибирь (по Weischet, 1960). В — Восточная Сибирь (по Равскому и Вангенгейм, 1964)
 1 — полярное море; 2 — материковый лед; 3 — зона морозно-солифлюкционной тундры; 4 — зона тундры; 5 — внетропический лес; 6 — средиземноморская растительность; 7 — пустыни и пустынные степи; 8 — саванны; 9 — тропический лес; 10 — бореальная тайга; 11 — смешанные леса; 12 — арктическая пустыня; 13 — редкостойные и лиственные леса; 14 — лиственные и лиственнично-сосновые леса; 15 — покровные и горные ледники; 16 — северная подзона перигляциальной зоны (тундра, лесотундра, «холодная степь»); 17 — средняя переходная подзона перигляциальной зоны; 18 — лесовая перигляциальная степь; 19 — южная подзона перигляциальной зоны (холодные степи и полупустыни); 20 — южная граница перигляциальной зоны; 21 — аридная центральноазиатская степь

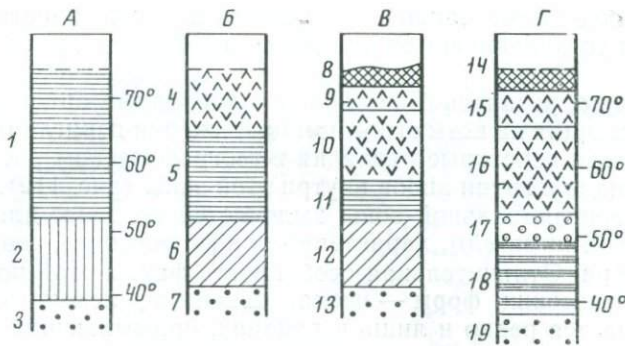


Рис. 111. Структура природных зон Сибири в эоценое и в казанцевском межледниковье

А — нижний эоцено: 1 — темнохвойные леса с широколиственными и хвойными реликтами неогеновой флоры; 2 — лесостепь саванного типа; 3 — широколиственные тропические леса; Б — верхний эоцено: 4 — светлохвойные леса; 5 — темнохвойные леса с реликтами неогеновой флоры; 6 — лесостепь; 7 — широколиственные и тропические леса; В — казанцевское межледниковье (оптимум): 8 — тундра; 9 — редкостойные лиственные леса; 10 — лиственнично-сосновые леса с елью и сибирским кедром; 11 — темнохвойные леса; 12 — лесостепь с участием степи; 13 — широколиственные и тропические леса; Г — современная эпоха: 14 — арктическая пустыня и тундра; 15 — редкостойные лиственные леса; 16 — лиственничные и лиственнично-сосновые леса с елью и сибирским кедром; 17 — горные таежные леса; 18 — степи, пустыни, горные степи и пустыни; 19 — широколиственные и тропические леса

Из изложенного можно заключить, что для эоценоа был свойствен сравнительно простой тип ландшафтной зональности, существенно отличавшейся от современной (рис. 111). Значительно меньшая степень дифференциации природных условий была свойственна в эоценое также и Европе (Butzer, 1961) и представляет, по-видимому, общую закономерность для умеренных широт вообще.

Крупные изменения во всем лике природы были обусловлены развитием материковых и горных оледенений в плейстоцене. Они послужили причиной коренных перемен в типе осадконакопления и появления новых, неизвестных ранее биоценозов. Несмотря на отличия в типах оледенения, их масштабах и границах распространения, во время каждого из них во внеледниковых областях устанавливался сходный тип ландшафтов.

Во время оледенений в гляциальной зоне появился неизвестный ранее тип ледниковых отложений. В обширнейшей перигляциальной зоне осадконакопления также изменилось. В условиях расчлененного рельефа господствующим типом стали склоновые грубообломочные отложения, в том числе курумы. На уплощенных поверхностях формировались лёссовидные накопления различного генезиса: делювиально-солифлюкционного, пролювиального, аллювиального, возможно, эолового и др.

Аккумулятивная деятельность в долинах локализовалась на более узких, чем в эоценое, площадях, но мощности аллювиальных отложений резко возросли за счет накопления перигляциального аллювия. Озерные отложения за пределами межгорных понижений почти исчезли.

Повсюду резко изменился растительный покров. Леса эоценоа полностью деградировали. Вместо них развились открытые ландшафты тундро-степи или «холодной» перигляциальной степи, в которых древесные породы продолжали существовать лишь в отдельных, наиболее благоприятных для жизни местообитаниях. В первую половину оледенения была преимущественно распространена растительность, близкая к тундровой.

Со времени максимального развития каждого из ледников растительность была представлена ассоциацией «холодной» степи. Ее господствующим элементом были ксерофиты — полыни и лебедовые. Лишь местами существовали березово-ольховые редколесья.

В настоящее время наиболее существенные пространственные различия природы устанавливаются на основе особенностей расселения млекопитающих.

Несмотря на, казалось бы, довольно однородный видовой состав фауны млекопитающих на всем огромном протяжении перигляциальной зоны, можно наметить некоторые различия в географическом распространении отдельных видов и групп видов внутри этой зоны (рис. 112). Так, в северной части перигляциальной зоны выделяется подзона, для которой, по данным Э. А. Вангенгейм, характерно обилие мамонта, северного оленя, лошадей, зубра. Отличительная особенность фауны этой подзоны — присутствие арктических форм — песца, овцебыка, леммингов. Северный олень встречается редко и лишь в районах, примыкающих к оз. Байкал.

В целом в фауне южной подзоны значительное место занимают чрезвычайно сухолюбивые виды, такие, как кулан, шерстистый носорог, дзэрэн, як, тушканчики. Их обилие в фауне рассматриваемой подзоны позволяет выделить здесь биоценоз, близкий к полупустынному, неизвестному средним биоценозам ледникового времени в Европе.

Между двумя выделенными подзонами находится еще одна переходная подзона. В ее фауне наблюдается смешение некоторых элементов северной и южной подзон. Причем характерные виды той и другой подзон здесь немногочисленны. Здесь, по данным Э. А. Вангенгейм, встречаются песец и лемминг, с одной стороны, кулан и первобытный бык — с другой. Довольно обычны северный олень и мамонт.

Все эти подзоны составляют общую обширную перигляциальную зону (рис. 113). Ее южная граница проводится по присутствию северных элементов во флоре и фауне и распространению многолетней мерзлоты.

Таким образом, перигляциальная зона в средней части Азиатского материка распространялась необыкновенно далеко к югу, выравнявая природные условия на территории от южных границ материкового оледенения до 42—44° с. ш.

В отличие от зональной структуры эоплейстоцена и ледниковых отрезков плейстоцена во время межледниковий устанавливался иной тип при-

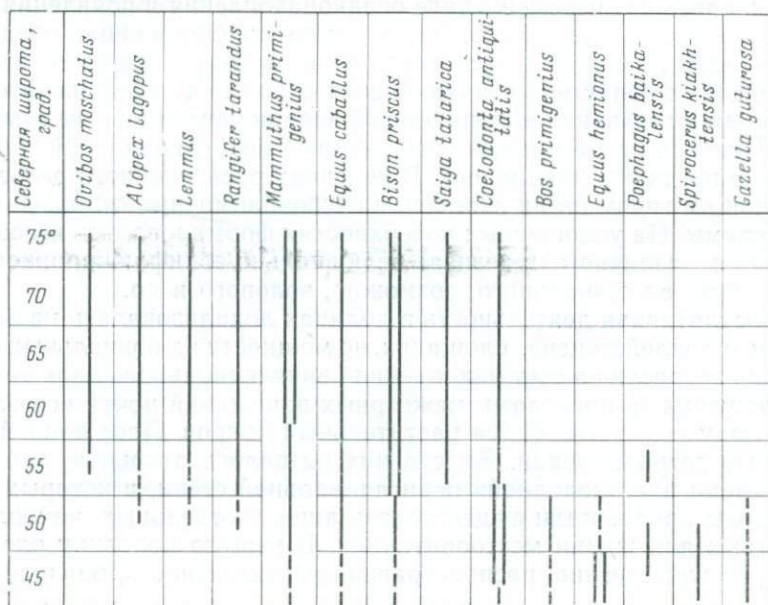


Рис. 112. Географическое распространение некоторых видов плейстоценовых млекопитающих в Восточной Сибири (по Э. А. Вангенгейм)

Двойная линия — массовая встречаемость остатков; одинарная линия — частые находки остатков; прерывистая — редкие находки остатков

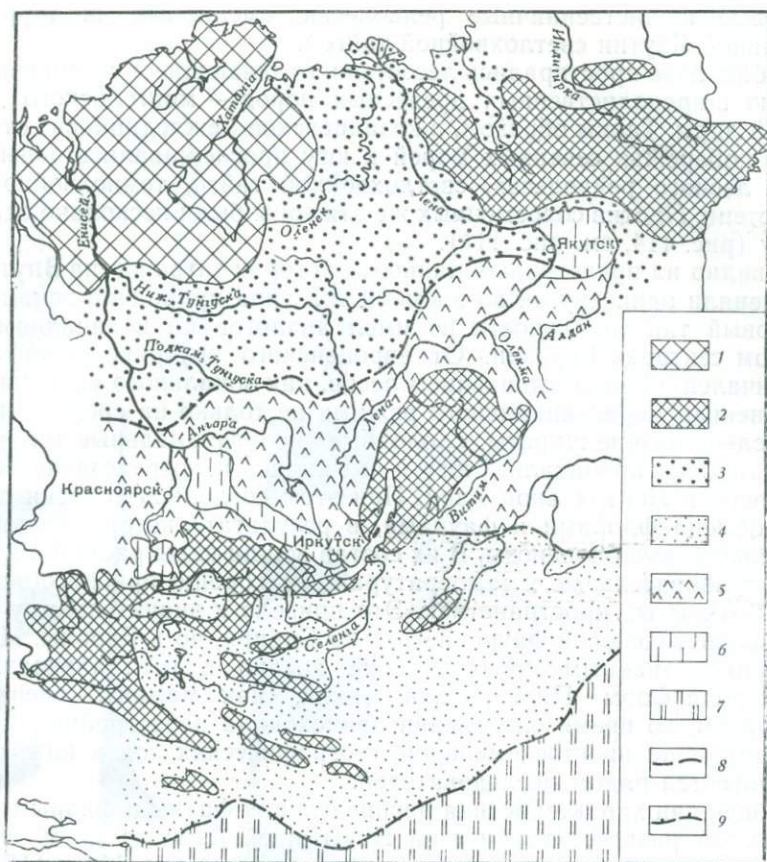


Рис. 113. Схема зональной структуры внутреннего сектора Евразии во время зырянского оледенения (по Вангенгейм, Равскому, 1965)

1 — покровный ледник; 2 — области развития горно-долинных и каровых ледников; 3 — северная подзона перигляциальной зоны — тундра, лесотундра и «холодная» степь (область распространения овцебыков); 4 — южная подзона перигляциальной зоны — «холодная» степь и полупустыня (область распространения куланов); 5 — средняя переходная подзона перигляциальной зоны; 6 — лёссовая перигляциальная степь; 7 — аридная центральноазиатская степь; 8 — границы подзон; 9 — южная граница перигляциальной зоны

родной зональности, в общем весьма близкий к современному. Его отличительными чертами следует считать четкую дифференциацию природных условий по зонам и провинциям. Для примера мы остановимся на характере растительных зон лишь одного верхнеплейстоценового — казанцевского межледниковья, отложения которого в Восточной Сибири изучены лучше, чем в других местах.

Спорово-пыльцевые анализы казанцевских отложений позволили Л. В. Голубевой (Равский и др., 1964), Р. Е. Гитерман (1963), Е. В. Кореневой (1960), Гитерман и др. (1963, 1968) установить, что в начале межледниковья в южной части Восточной Сибири были распространены светлохвойные леса из сосны и лиственницы с большим участием березы. Травянистый покров отличался большим разнообразием, наряду со степными имелись и разнотравные участки, и осоковые болота. Во вторую половину межледниковья преобладающее значение в растительном покрове получили темнохвойные породы — ель, сибирский кедр, пихта, но в горах были распространены и светлохвойные леса.

В северной половине Восточной Сибири, в зоне современной тундры, была распространена лесотундра, к югу от которой простирались березо-

во-сосновые и лиственничные редколесья, сменяемые на территории Центральной Якутии светлохвойной тайгой.

В Забайкалье простирались лесостепи, отличающиеся от современных примесью широколиственных древесных пород — монгольского дуба и амурской липы. Таким образом, в казанцевское межледниковье от современного побережья северных морей к югу прослеживались зоны: лесотундры, лесного редколесья, светлохвойной тайги, темнохвойной тайги, лесостепи. Против современных же эти зоны были несколько сдвинуты к северу (рис. 114, см. рис. 111).

Как видно из приведенных данных, в истории антропогена Внутренней Азии сменяли один другой во времени три типа природной зональности. Ледниковый тип зональности не имел аналогов ни в западном, ни в восточном секторах Евразии. От европейского внутриконтинентальный тип отличался полным выпадением лесов, как зонального явления и распространением перигляциального режима не только на средние, но и на сравнительно низкие широты. «Холодные» перигляциальные тундростепи и степи глубоко проникали к югу и смыкались непосредственно с аридными степями Центральной Азии. При этом создались условия для широкого обмена флорами и фаунами, в результате которого сложились совершенно новые биоценозы. В их состав вошли виды растений и животных, не требовательные к температурам, но хорошо приспособленные к жизни в открытых пространствах. Это привело к значительному «остепенению» плейстоценовой фауны не только Сибири, но и Европы. И наоборот, стало возможным проникновение далеко в центральноазиатские районы ряда форм Палеарктики (таких, как мамонт, олени). Таким образом, во время оледенений происходила перестройка зональной структуры, а не простое смещение географических зон к югу, как это предполагается рядом исследователей.

Обобщенная характеристика распределения фауны и флоры в стратиграфическом разрезе антропогена Внутренней Азии по двум основным зонам — гумидной и семиаридной — приведены на рис. 114 и 115.

Восточный (тихоокеанский) сектор Евразии развивался в течение всего плейстоцена (по крайней мере его южная половина) под сильным влиянием муссонного климата. Поэтому, как показывают данные Г. С. Ганешина (1961), Ю. Ф. Чемякова (1961), лесная растительность во время оледенений не исчезала на равнинах Дальнего Востока и была представлена темнохвойными и светлохвойными лесами с большим участием березы и иногда широколиственных древесных пород. В зависимости от климатических колебаний изменялся лишь состав лесов.

Из трех типов географической зональности, исторически сменявшихся во Внутренней Азии, эоплейстоценовый тип был близок, хотя и не тождествен, к европейскому типу, плейстоценовый межледниковый тип, сходный с современным, являлся принципиально одинаковым с соответствующим типом в Европе. Плейстоценовый ледниковый тип зональности был глубоко своеобразным и неповторимым в других, крайних секторах Евразийского материка.

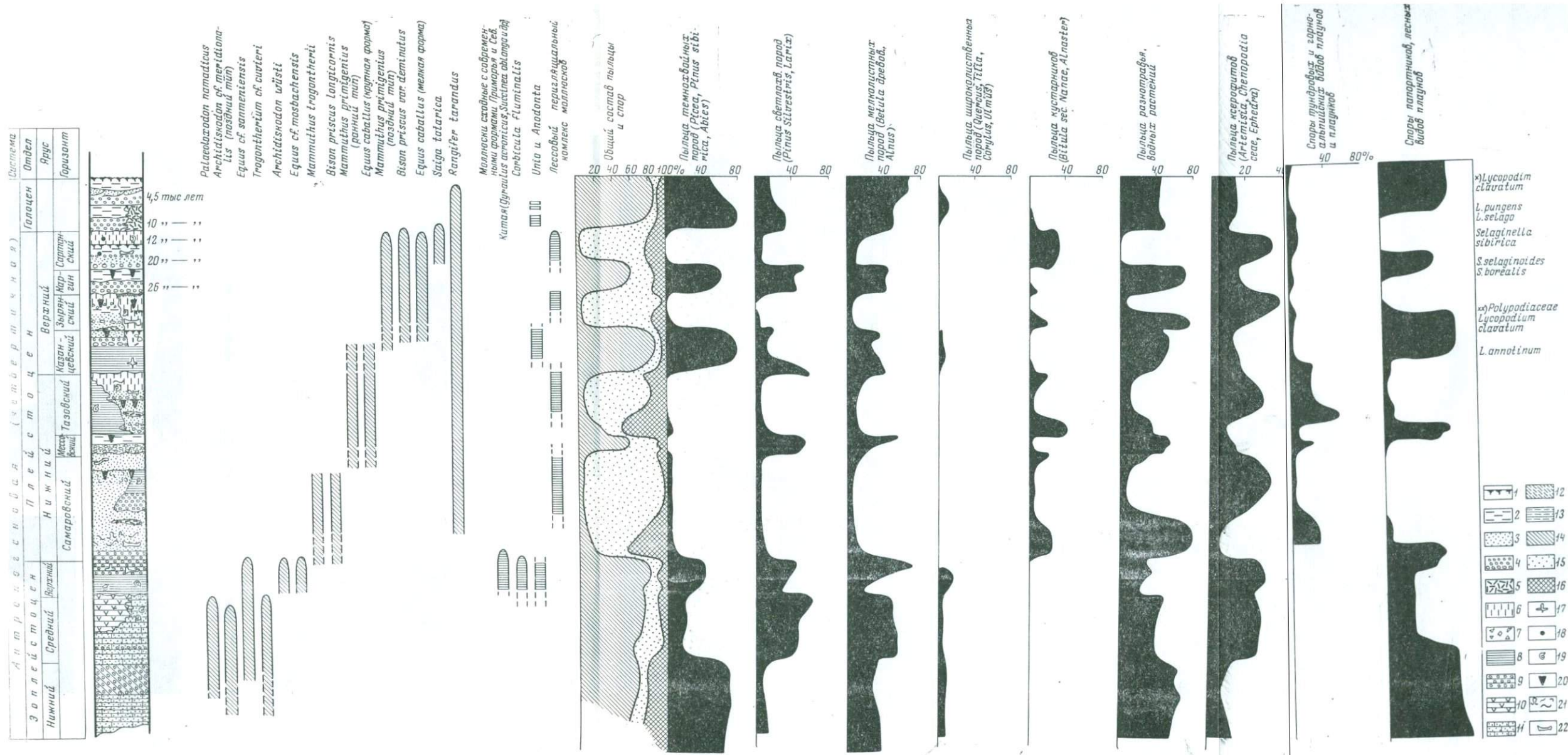


Рис. 114. Распределение фауны и флоры в стратиграфическом разрезе антропогена в гумидной зоне Внутренней Азии

1 — почвы (современная и погребенная); 2 — суглинок; 3 — песок; 4 — галечник; 5 — торф; 6 — лёссовидный суглинок; 7 — щебень; 8 — глина; 9 — конгломерат; 10 — туфогенные породы; 11 — цементированный песок; 12 — супесь тонкая; 13 — суглинок слоистый; 14 — пыльца древесных пород; 15 — пыльца травянистых растений; 16 — споры; 17 — остатки древесины; 18 — кротовины; 19 — ископаемые моллюски; 20 — псевдоморфозы по ледяным клиньям; 21 — криогенные смятия; 22 — кости ископаемых млекопитающих

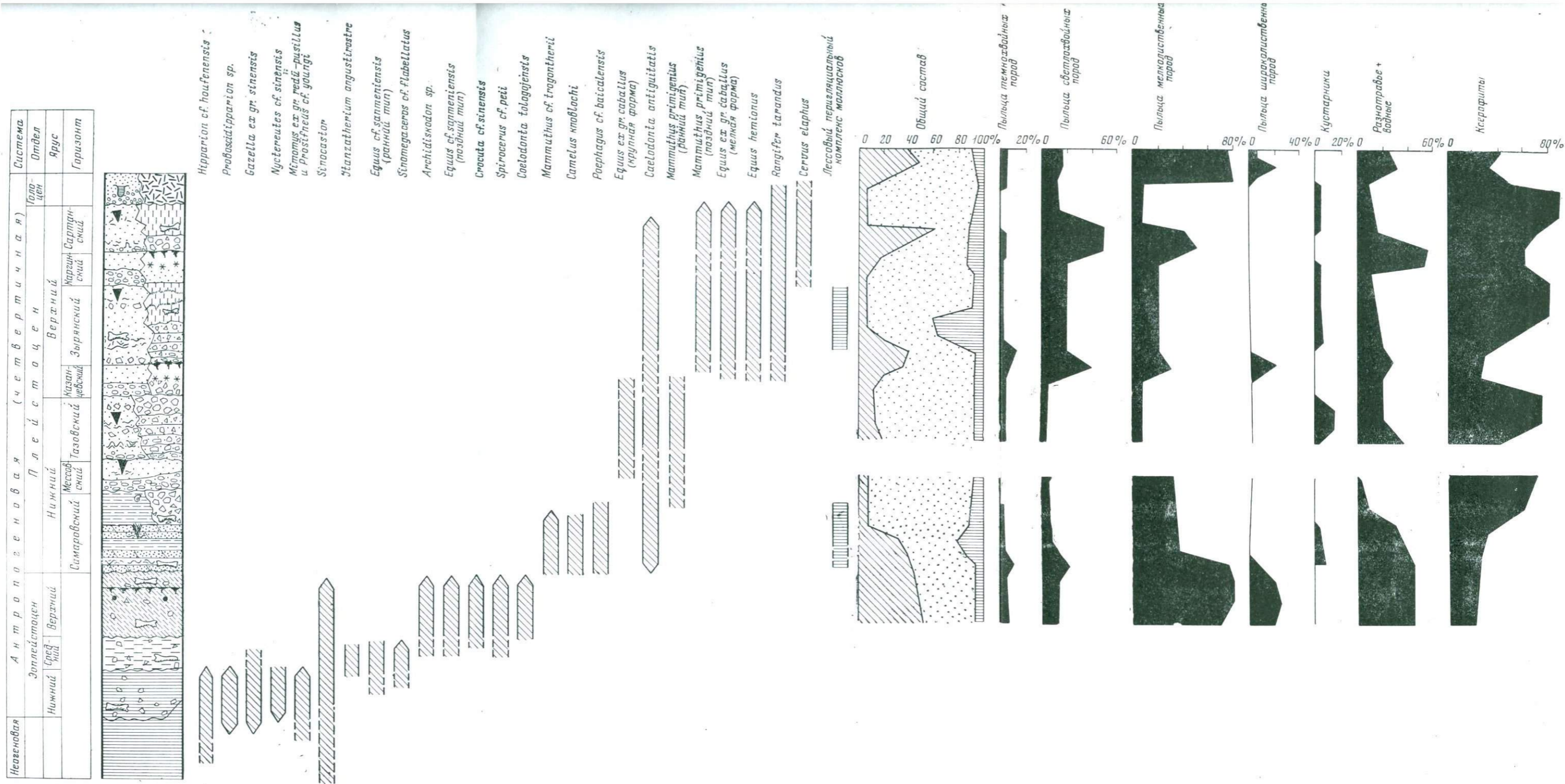


Рис. 115. Распределение фауны и флоры в стратиграфическом разрезе антропогена в семиаридной зоне Внутренней Азии
 Условные обозначения см. рис. 114

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В течение многих лет геологическое изучение антропогена внеледниковых районов Восточной Сибири и сопредельных с юга территорий значительно отставало от уровня, достигнутого в этом отношении для Европейской части СССР и Западной Сибири. Поэтому решение геологических задач тормозилось отсутствием достаточно обоснованной стратиграфической шкалы. В связи с этим в данной работе вопросам стратиграфии уделено значительное внимание.

В разрезе верхнего кайнозоя Забайкалья установлено развитие не одного (как это представлялось до сих пор), а двух горизонтов красноцветных отложений, формировавшихся в умеренно-жарких семиаридных условиях. Они разделены толщей озерно-аллювиальных серовато-белых осадков, накапливавшихся в гумидном климате и отмеченных содержанием спорово-пыльцевых спектров хвойно-широколиственных лесов с значительным участием теплолюбивых экзотов. Собранные в верхнем красноцветном горизонте остатки млекопитающих принадлежат тем же видам, которые считаются руководящими для нихэваньской фауны Северного Китая, свойственной нижнесаньмэньской свите этого района. Эти данные определяют время образования верхнего красноцветного горизонта китайским виллафранком и позволяют, следовательно, считать его нижним членом разреза эоплейстоцена и антропогеновой системы вообще. В вышележащей толще эоплейстоцена Забайкалья по литологическим данным и фауне можно различить еще два горизонта. Те же три горизонта эоплейстоцена, учитывая различия в условиях их залегания, в составе спорово-пыльцевых спектров и фауне млекопитающих, можно проследить по всей внеледниковой территории Восточной Сибири.

Изучение специфических перигляциальных образований плейстоцена (крупноглыбовых или лёссовидных шлейфов, перигляциального аллювия, слоистых склоновых щебеночников), а также перигляциальной флоры и фауны и криогенных текстур дало возможность увязать их с четырьмя ледниковыми горизонтами (самаровским, тазовским, зырянским и сартанским). Соответственно выделились три межледниковые горизонта — мессовский, казанцевский, каргинский, прослеженные сейчас на пространстве от Крайнего Севера до крайнего юга Восточной Сибири.

В толще зырянских лёссовидных отложений склонового генезиса выявлены две маломощные сближенные интерстадиальные почвы, разрушенные мерзлотными процессами. Их присутствие ставит вопрос о сложной картине климата зырянского времени, отражением чего являются и стадиальные зырянские морены покровного и горного ледников. Также впервые установлены одна или две интерстадиальные почвы в разрезе сартанского перигляциального горизонта, что позволило выделить в нем ранне-, средне- и позднесартанский подгоризонты. Дробное разделение сартанского горизонта дало возможность предложить схему периодизации сибирского палеолита, отвечающую современным стратиграфическим представлениям. Почти все его памятники, как это сейчас следует из геологических и геохронологических исследований, относятся к трем подгоризонтам сартанского горизонта и существовали в период времени от

20 до 9 тыс. лет от современности, причем наиболее молодые стоянки принадлежат уже раннему мезолиту. Палеолитические стоянки типа Мальты, возможно, существовали еще в конце зырянского времени, но расхождения в определении их геологического положения и абсолютно-го возраста оставляют этот вопрос открытым.

Стратификация и стратиграфия лёссовидных отложений и разделяющих их погребенных почв, вместе с данными по фауне млекопитающих, позволили провести (конечно, еще весьма грубую) корреляцию перигляциальных горизонтов Сибири с верхнелихийским и маланьским хуанту Северного Китая и тем самым наметить увязку плейстоцена в масштабе всей Внутренней Азии.

Проследивая пространственную изменчивость типов осадконакопления, необходимо отметить длительное исторически преемственное положение двух естественных границ. Одна из них проходит по северным подножьям Восточного Саяна и по впадине оз. Байкал, разделяя северную и южную области Внутренней Азии. Другая граница совпадает в грубых чертах с верхним и средним течением р. Хуанхэ. Она служит линией разграничения типов континентальных накоплений и климатов Внутренней и Южной Азии. В течение эоплейстоцена и межледниковых эпох плейстоцена в северной зоне накапливались осадки, свойственные областям с гумидным климатом. Здесь же были преимущественно распространены лесные ландшафты. В южной зоне формировались осадки, обычные в семиаридных условиях. В ландшафте господствовала лесостепная растительность и преобладали животные открытых пространств. Только в среднем эоплейстоцене фиксируемое повсюду увеличение роли склоновых и пролювиальных образований и более широкое развитие лесостепных пространств, в том числе и в современной таежной зоне, дают свидетельства значительного иссушения. Преобладание же березы и ольхи среди древесных пород, равно как и возрастание содержания в спектрах спор холодолюбивых плаунов, может служить обоснованием для вывода о соответствующем похолодании. Однако степень этого похолодания несоизмерима с похолоданиями, одновременными с развитием покровных оледенений. Поэтому существование эоплейстоценового оледенения остается недоказанным. Нет никаких надежных свидетельств развития в это время и многолетней мерзлоты, включая северные районы внеледниковой территории Сибири.

Другая картина осадконакопления и климата была свойственна Внутренней Азии во время плейстоценовых оледенений. На всей ее территории в условиях практически безлесных ландшафтов безраздельно господствовали перигляциальные типы осадков. Среди них преобладали склоновые, овражные, пролювиальные лёссовидные отложения, накапливавшиеся в условиях повсеместного развития многолетней мерзлоты. В пределах Сибири и Забайкалья обычным членом перигляциального комплекса осадков был перигляциальный аллювий — разновидность аллювия, отложенного реками, обладающими малым стоком, перегруженными влекомым и взвешенным материалом. Перигляциальный аллювий представлен за редким исключением только русловыми осадками. Накапливался он фуркирующими реками, по констративному типу. В климатическом ритме «межледниковье — оледенение» нормальный перстративный аллювий соответствует второй половине межледниковья, а лежащий на нем перигляциальный аллювий — всей ледниковой эпохе.

На основе фациально-генетического изучения антропогенных отложений, экологии флоры и фауны и прослеживания в геологическом разрезе ископаемых следов мерзлоты намечены основные изменения климата. Бореальный, умеренно-теплый в пределах Сибири климат эоплейстоцена (с похолоданием и иссушением в среднем эоплейстоцене) сменился во время оледенений резко континентальным холодным климатом с депрессией температур, достигающей в различных районах Восточной Сибири

9—12° С. Климат мессовского и каргинского межледниковий близок современному, а климат казанцевского межледниковья превосходил по теплу и влаге современный период.

Во время нижнеплейстоценовых (в принимаемой стратиграфической схеме) оледенений климат в перигляциальной зоне отчетливо делился на три фазы — холодную и влажную (криогигротическую), сухую и холодную (криоксеротическую) и третью фазу — некоторого нового увлажнения. В течение зырянского оледенения можно различить только две фазы — первую и вторую; последнее сартанское оледенение отразилось только одной криоксеротической фазой. Весь ход развития климатов ледниковых эпох дает пример их необратимого эволюционного развития.

В тесной связи с климатом стоит образование и деградация многолетней мерзлоты. Начиная с раннесамаровского времени она никогда полностью не ставала на территории, лежащей к северу от Полярного круга. В течение каждого из четырех плейстоценовых оледенений она глубоко вклинивалась к югу и вновь отступала во время мессовского, казанцевского и каргинского межледниковий, а также послеледникового голоценового оптимума.

Резкое усиление континентальности климата ледниковых эпох в средних широтах, смена широтной циклональной циркуляции атмосферы антициклональной меридиональной циркуляцией обусловили развевание пылеватых продуктов физического выветривания в перигляциальной области и перенос их в южном направлении. Подобные условия во Внутренней Азии исключают возможность одновременности оледенений и пльвиальных периодов. Гораздо вероятнее синхронизация последних с оптимальными фазами межледниковий, когда в лёссовых областях прекращалось лёссонакопление и шел процесс почвообразования. При современном состоянии изученности этого вопроса нельзя, однако, исключить возможности сопоставления пльвиалов с начальными фазами оледенения.

На протяжении антропогена в пределах Внутренней Азии сменились три типа природной зональности. Эоплейстоценовый тип отличался сравнительно простой двухзональной структурой. Еще проще выглядела зональность во время оледенений, когда на рассматриваемой территории распространилась одна перигляциальная зона с малосущественными различиями на ее севере и юге. Благодаря этому от границ материковых оледенений и до зоны тропических лесов установился пояс открытых пространств, в пределах которых происходил широкий обмен экологически пластичными видами флоры и фауны. В течение межледниковых эпох структуры природных зон существенно не отличались от современной и представляли собой пример наиболее сложных пространственных соотношений ландшафтов.

Раскрытие геологических событий, протекавших в антропогене Внутренней Азии, показывает тесную взаимосвязь гумидной и семиаридной зон в эоплейстоцене и ледниковой, перигляциальной и экстрагляциальной зон в плейстоцене. Очевидно, что, только учитывая эти взаимосвязи, можно понять геологическую историю антропогена во всей ее сложности.

Изложенные в данной работе материалы позволяют рассматривать Внутреннюю Азию как территорию, развивавшуюся весьма своеобразно, во многих отношениях иначе, чем атлантический и тихоокеанский секторы Евразийского материка. Однако это своеобразие не означает стабильности или замедленного развития природной среды. В указанной части материка можно проследить отзвуки тех же событий, которые запечатлены в антропогеновых отложениях Европы и приморских районов Азии.

- Абрамова З. А. Палеолитические находки в районе Кяхты.— Материалы и исследов. по археол. СССР, 1953, № 39.
- Абрамова З. А. Красный Яр — новая палеолитическая стоянка на Ангаре.— Сов. археология, 1962, № 3.
- Абрамова З. А. Раскопки палеолитических стоянок на речке Таштык в 1960 г. Краткие сообщ. Ин-та археол. АН СССР, вып. 92, 1962. М., изд-во АН СССР, 1963.
- Абрамова З. А. Исследования палеолита Енисея.— В кн. «Археологические открытия 1967 года». М., «Наука», 1968.
- Аксенов М. П., Медведев Г. И. Новые данные по донепалеолитическому периоду Приангарья.— Изв. Вост.-Сиб. отд. геогр. общ. СССР, 1967, т. 65.
- Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г., Голубева Л. В., Равский Э. И. Новые данные о разрезе антропогенных отложений горы Тологой (Западное Забайкалье).— Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, 1963, № 28.
- Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилуйской впадины и долины нижнего течения реки Лены.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 51.
- Алексеев М. Н. К проблеме зональности осадконакопления в антропогене Восточной Азии.— Изв. АН СССР, серия геолог., 1964, № 9.
- Алексеев М. Н., Куприна Н. П., Медянцева А. И., Хорева 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, М., изд-во АН СССР, 1962.
- Алешинская З. В., Горшков С. П., Минервин А. В., Rogozin Л. А., Рекишинская П. Г., Рыбакова Н. О., Садикова М. Б. Четвертичные опорные разрезы долины р. Енисея от Ярцевой до р. Подкаменной Тунгуски.— В кн. «Вопросы геологии Красноярского края». Изд-во МГУ, 1964.
- Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 30.
- Архипов С. А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири».— Труды Ин-та геол. и геофиз., 1964, вып. 44.
- Архипов С. А., Коренева Е. В., Лаврушин Ю. А. Стратиграфия четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахта и Турухан.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Архипов С. А., Матвеева О. В. Досамаровская серия антропогена южной окраины Енисейской депрессии.— В кн. «Четвертичная геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности», Труды Ин-та геол. и геофиз., 1964а, вып. 25.
- Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии.— Труды Ин-та геол. и геофиз., Новосибирск, 1964б, вып. 29.
- Астахов С. Н. Позднепалеолитическая стоянка у дер. Федяево на Ангаре.— Сов. археология, 1963, № 3.
- Ауэрбах Н. К. Палеолитическая стоянка Афонтова гора III.— Труды Об-ва изуч. Сибири и ее производит. сил. Новосибирск, 1930, № 7.
- Базаров Д. Б. Четвертичный период в Селенгинском среднегорье.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Базаров Д. Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития Селенгинского среднегорья. Бурятское книжное изд-во, Улан-Удэ, 1968.
- Баранов И. Я. Криометаморфизм горных пород и его значение для палеогеографии четвертичного периода.— В кн. «Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений». М., изд-во АН СССР, 1962.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР, М., «Наука», 1964.
- Баулин В. В. Основные этапы развития многолетнемерзлых пород в Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Очерки региональной и исторической криологии».— Труды Ин-та мерзлотовед., 1962, т. XIX.
- Баулин В. В., Шмелев Л. М. О следах древних криогенных процессов в верхнеплейстоценовых отложениях нижнего течения Оби.— В кн.: «Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений». М., изд-во АН СССР, 1962.

- Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1961.
- Белушов В. В., Малыхин А. А. и др. Геологическая съемка в Верхне-Удинском районе Забайкалья в 1930 г.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 167.
- Береговая Н. А. Палеолитические местонахождения СССР.— Материалы и исследов. по археол. СССР, 1960, № 81.
- Бибикова В. И., Верецагин Н. К., Гарутт В. Е. и др. Новые материалы по четвертичной фауне Забайкалья (Ошурково, Тологой).— Материалы и исследов. по археол. СССР, 1953, № 39.
- Биджиев Р. А. Новые данные о тектоническом строении Приверхоанского краевого прогиба.— Докл. АН СССР, 1956, т. 111, № 2.
- Благовещенская М. Н. Следы оледенения в долине р. Нижней Тунгуски и ее притоков.— Материалы по геол. Сиб. платформы, 1955, вып. 7.
- Бобринский Н. А., Зенкович Л. А., Бирштейн Я. И. География животных: М., Изд-во «Сов. наука», 1946.
- Болотина И. М., Растворова В. А., Сахарова Е. И. Эрозионные «котлы» на Ангаре.— «Природа», 1961, № 6.
- Ботвинкина Л. Н. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 6.
- Боярская Т. Д. К вопросу о развитии растительности бассейна Ангары в четвертичный период (по результатам спорово-пыльцевого анализа).— В кн. «Палеогеография четвертичного периода СССР». Изд-во МГУ, 1961.
- Боярская Т. Д., Малеева Е. М. Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. М., «Наука», 1967.
- Бюдель Ю. Климатические зоны ледникового периода.— В кн.: «Вопросы геологии четвертичного периода». М., ИЛ, 1955.
- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 48.
- Вангенгейм Э. А., Беляева Е. И., Гарутт В. Е., Дмитриева Е. Л., Зажигин В. С. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. М., «Наука», 1966.
- Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г. Некоторые данные о времени и условиях накопления забайкальских песков.— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1962, т. XIX.
- Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Фауны млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточноевропейскими.— В кн. «Основные проблемы геологии антропогена Евразии». М., «Наука», 1969.
- Вангенгейм Э. А., Равский Э. И. О внутриконтинентальном типе природной зональности Евразии в четвертичном периоде (антропогене).— В кн.: «Проблемы стратиграфии кайнозоя». М., «Недра», 1965.
- Ван Юн-шэн, Ху Хей-мин и Шэн-линь. Некоторые замечания по возрасту и генезису свиты Саньмын.— Acta geol., 1959, v. 39, № 2.
- Великовская Е. М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии.— Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 6.
- Великовская Е. М. Красноцветные отложения плиоцена и их развитие на территории СССР, Китая и сопредельных стран.— В кн.: «Вопросы стратиграфии и региональной геологии». Изд-во МГУ, 1961.
- Верецагин Н. К., Иваньев Л. Н., Кузнецов М. Ф. К истории фауны млекопитающих и стратиграфии кайнозойских отложений Западного Забайкалья.— Труды Бурятск. комплексн. научн.-исслед. ин-та СО АН СССР, серия геол.-геогр., 1960, вып. 2.
- Виноградов А. П. и др. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 2.— «Геохимия», 1959, № 8.
- Виппер П. Б. Последледниковая история ландшафтов в Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 4.
- Витковский Н. И. Следы каменного века в долине р. Ангары.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1889, т. 20, № 1, 2.
- Воейков А. И. Климатические условия ледниковых явлений настоящих и прошедших (1881).— Избр. соч., т. 3. М., изд-во АН СССР, 1952.
- Волков И. А., Волкова В. С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности.— В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Волкова В. С. История развития растительности и основные этапы палеогеографии низовьев Иртыша в четвертичное время.— В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Волкова В. С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
- Вольдштейт П. Проблемы террасообразования.— В кн. «Вопросы геологии четвертичного периода». М., ИЛ, 1955.
- Воскресенский С. С. Основные черты четвертичной истории юго-западного Прибайкалья.— В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., Изд-во МГУ, 1959.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Втюрин Б. И., Григорьев Н. Ф., Катасонов Е. М., Кузнецова Т. П., Швецов П. Ф., Шумский П. А. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений побережья

- моря Лаптевых.— В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Ганешин Г. С.* Стратиграфия верхнетретичных и четвертичных отложений Сихотэ-Алиня и Приморья.— В кн. «Материалы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода», т. III. М., изд-во АН СССР, 1961.
- Гейнц А. Е., Гарутт В. Е.* Определение абсолютного возраста ископаемых остатков мамонта и шерстистых носорогов из вечной мерзлоты Сибири по C^{14} .— Докл. АН СССР, 1964, 195, № 6.
- Герасимов И. П., Марков К. К.* Ледниковый период на территории СССР.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1939, вып. 33.
- Герасимов М. М.* Палеолитические находки у Переселенческого пункта в Иркутске.— Краеведение в Иркутской губернии, 1923, № 3.
- Герасимов М. М.* Мальта — палеолитическая стоянка. Иркутск, 1931а.
- Герасимов М. М.* Палеолитическая стоянка в Мальте.— Сообщ. гос. Академии истории матер. культуры, 1931б, № 11/13.
- Герасимов М. М.* Поздние палеолитические стоянки р. Белой.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1940, № 6—7.
- Герасимов М. М.* Обработка кости на палеолитической стоянке Мальта.— В кн.: «Палеолит и неолит СССР», т. 2. М.—Л., изд-во АН СССР, 1941.
- Герасимов М. М.* Палеолитическая стоянка Мальта (раскопки 1956—1957 гг.).— Сов. этногр., 1958а, № 3.
- Герасимов М. М.* Стоянка каменного века в нижнем течении р. Белой.— В кн.: «Тезисы докладов на сессии Ученого Совета Института этнографии им. Н. Н. Миклухо-Маклая». М., изд-во АН СССР, 1958б.
- Гербова В. Г., Равский Э. И.* О стратиграфии антропогенных отложений Западного Забайкалья.— В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. III. М., изд-во АН СССР, 1961.
- Гинзбург И. И.* Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 2.— Труды Ин-та геол. наук, вып. 81, 1947.
- Гитерман Р. Е.* Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений юга и востока Сибирской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 31.
- Гитерман Р. Е.* Этапы в истории развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 78.
- Гитерман Р. Е., Голубева Л. В.* История развития растительности Восточной Сибири в антропогене.— В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Е. Д., Коренева Е. В., Матвеева О. В.* Особенности растительного покрова казанцевского межледникового Сибири.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 4.
- Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Е. Д.* и др. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М., «Наука», 1968.
- Голубева Л. В.* О типах перигляциальной растительности плейстоцена Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 4.
- Голубева Л. В., Равский Э. И.* Антропоген Тункинских впадин.— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1962, т. XIX.
- Голубева Л. В. и Равский Э. И.* Климатические фазы времени зырянского оледенения Восточной Сибири.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1964, № 29.
- Горецкий Г. И.* О перигляциальной формации.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1958, № 22.
- Горецкий Г. И.* Генетические типы и разновидности отложений перигляциальной формации.— В кн.: «Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений». Минск, изд-во АН БССР, 1961.
- Городков Б. Н.* Четвертичное прошлое растительности Арктической Берингии.— В кн.: «Проблемы палеогеографии четвертичного периода».— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. XXXVII.
- Горшков С. П.* К изучению террас р. Енисея на участке от г. Красноярска до устья р. Кан.— В кн.: «Материалы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Горшков С. П.* Четвертичные отложения и история развития рельефа Приенисейской Сибири.— Канд. дисс., т. I, II. М., 1962а.
- Горшков С. П.* К изучению перигляциальных явлений области среднего течения Енисея.— Вестн. МГУ, серия VI, Геология, 1962б, № 2.
- Горшков С. П., Рыбакова Н. О.* О составе и условиях формирования аллювия 38-метровой террасы р. Енисея (по данным исследования в районе с. Ермолаево).— В кн. «Вопросы геологии Красноярского края». Изд-во МГУ, 1964.
- Грамм М. Н.* Находка остракод *Citherissa lacustris* (G. O. Sars) в охристой свите Тункинской котловины.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 3.
- Григорьев А. А.* Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения, как база для реконструкции климата ледниковой эпохи.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. XXXVII, 1946.
- Гричук В. П., Заклинская Е. Д.* Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., Географгиз, 1948.

- Гричук М. П.* К истории растительности в бассейне Ангары.— Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 2.
- Гричук М. П.* К стратиграфии четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Гричук М. П.* Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений Приангарья.— В кн. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., Изд-во МГУ, 1959.
- Гричук М. П., Гричук В. П.* О приледниковой растительности на территории СССР.— В кн. «Перигляциальные явления на территории СССР». М., Изд-во МГУ, 1960.
- Громов В. И.* К вопросу о возрасте Сибирского палеолита.— Докл. АН СССР, серия А, 1928.
- Громов В. И.* Геология и фауна палеолитической стоянки Афонтова гора II.— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1932, № 1.
- Громов В. И.* Некоторые новые данные о фауне и геологии палеолита Восточной Европы и Сибири.— Изв. Акад. материальной культуры, 1935, вып. 118.
- Громов В. И.* Фаунистический состав и геологические данные о палеолитической стоянке Мальта под г. Иркутском.— Труды Сов. секции Международной ассоц. по изуч. четвертич. периода, 1937, вып. 1.
- Громов В. И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., вып. 64 (17), 1948.
- Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А., Кинд Н. В., Никифоров К. В., Равский Э. И.* Схема корреляции антропогенных отложений Северной Евразии.— В кн. «Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии». М., «Наука», 1965.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В.* Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
- Гросвальд М. Г.* Современные и древние оледенения, антропогенный вулканизм и неотектоника Северо-Восточной Тувы и некоторых сопредельных районов Восточного Саяна.— Автореф. канд. дисс. М., 1963.
- Гусев А. И.* Американский серый орех (*Juglans cinerea* L. fossilis) в древнечетвертичных отложениях дельты р. Лены.— Материалы ВСЕГЕИ, вып. 1, 1956.
- Даниловский И. В.* Фауна, собранная из шурфа № 9 с глубины 23 м в аллювиальных лёссовидных суглинках III террасы р. Ангары близ Иркутска.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода Европы, № 5, 1939.
- Дебец Г. Ф.* Опыт выделения культурных комплексов в неолите Прибайкалья.— Изв. Ассоц. научн.-исслед. ин-та при физ.-мат. ф-те МГУ, 1930, вып. 2.
- Девяткин Е. В.* Эоплейстоцен юго-восточного Алтая.— В кн. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая».— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1963, т. XXII.
- Деревья и кустарники СССР, т. I. М., изд-во АН СССР, 1949.
- Деревья и кустарники СССР, т. II. М., изд-во АН СССР, 1951.
- Достовалов Б. Н.* В кн. «Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. Изд-во АН СССР, 1966.
- Думитрашко Н. В.* О геологии стоянок долины р. Селенги.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1940, № 6—7.
- Думитрашко Н. В.* Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1952а, 55, № 9.
- Думитрашко Н. В.* История Байкальской впадины и ее развитие в четвертичном периоде.— Материалы по изуч. четвертич. периода СССР, 1952б, вып. 9.
- Ербаева М. А.* Условия накопления остатков мелких млекопитающих в верхнем слое средней толщи Тологойского местонахождения (Западное Забайкалье) и особенности состава его фауны.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Ефименко П. П.* Первобытное общество. Киев, изд-во АН Укр. ССР, 1953.
- Ефимцев Н. А.* Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 61.
- Ермолова Н. М.* О фауне млекопитающих эпохи палеолита и неолита.— Географическ. об-во СССР, Материалы по этнографии, 1963, вып. 3.
- Жадин В. И.* Моллюски пресноводных и солоноватых вод СССР. Изд-во АН СССР, 1952.
- Жузе А. П., Коренева Е. В.* К палеогеографии Охотского моря.— Изв. АН СССР, серия геогр. 1959, № 2.
- Журавлева А. А.* Ископаемые диатомовые Тункинской котловины (Прибайкалье).— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1936, вып. 76.
- Заверин В. И.* Распространение вечной мерзлоты в Монголии.— Труды Ин-та мерзлото-вед, т. VII. Изд-во АН СССР, 1950.
- Загорская Н. Г.* Особенности плейстоценовых оледенений севера Западной Сибири в свете новых данных.— В кн. «Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока».— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1961, т. 64.

- Закличская Е. Д.* Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений района находок Таймырского мамонта.— В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.
- Земцов А. А.* О границе распространения и времени образования вечной мерзлоты в Западно-Сибирской низменности.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1958, № 1.
- Золотарев М. А.* О некоторых вопросах палеоклиматологии четвертичного периода.— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, т. XIII, 1957.
- Зубаков В. А.* К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения р. Енисей.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1956, вып. 1.
- Зубаков В. А.* Новые данные о древнем оледенении Западно-Сибирской низменности.— В кн.: «Стратиграфия и гидрогеология Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1960, № 39.
- Зубаков В. А.* Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Приенисейской Сибири.— Труды ВСЕГЕИ, 1961а, т. 64.
- Зубаков В. А.* Современное состояние проблемы плейстоценового оледенения Сибири.— В кн.: «Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока».— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1961б, т. 64.
- Зубаков В. А.* Новая палеолитическая стоянка в долине р. Енисей.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1962, № 52.
- Зубаков В. А.* Плейстоценовые отложения долины р. Енисей на участке Красноярск — устье р. Ангары.— В кн. «Четвертичный период и его история». М., «Наука», 1965.
- Иванцев Л. Н., Флоренсов Н. А.* Находки остатков гиппариона в долине р. Чикой.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958, вып. 8.
- Иванов А. Х.* Геологический очерк северо-восточной части Монгольской Народной Республики. М., изд-во АН СССР, 1953б.
- Иванов А. Х.* Восточное Прикозоголье. Географическое и геологическое описание. М., изд-во АН СССР, 1953а.
- Казакова Н. М.* Некоторые данные о древнем оледенении Китая.— В кн. «Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Карта четвертичных отложений СССР в масштабе 1:5 000 000. М., Госгеолгиздат, 1959.
- Катасонов Е. М.* Мерзлотно-фациальные исследования многолетнемерзлых толщ и вопросы палеогеографии четвертичного периода Сибири.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Катасонова Е. Г.* Современные многолетнемерзлые отложения и их более древние аналоги в северо-восточной части Лено-Вилюйского междуречья.— В кн. «Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и Северо-Востоке». М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Кац Н. Я.* О динамике вечной мерзлоты в низовьях Оби в послеледниковое время.— Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. биологии, 1939, т. 48, № 2—3.
- Кац Н. Я., Кац С. В.* Атлас и определитель плодов и семян в торфах и илах. М., Изд-во МОИП, 1946.
- Кинд Н. В.* Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода).— В кн. «Четвертичный период и его история». М., «Наука», 1965.
- Кинд Н. В.* Врезы и осадконакопление в долине Енисея (абсолютная хронология событий по данным С¹⁴).— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1968, № 34.
- Кинд Н. В.* Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене.— В кн. «Основные проблемы геологии антропогена Евразии». М., «Наука», 1969.
- Коренева Е. В.* Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 31.
- Коржуев С. С., Федорова Р. В.* Чекуровский мамонт и условия его обитания.— Докл. АН СССР, 1962, 143, № 1.
- Корнугова Е. И.* О древнем оледенении гор Забайкалья.— Труды ВСЕГЕИ, 1961, т. 64.
- Корнугова Е. И., Хотина Е. Б.* Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Забайкалья.— В кн. «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии». М., «Недра», 1967.
- Корчагина И. А.* Раннечетвертичные семенные флоры низовий р. Иртыша.— Ботанич. журн., 1958, т. 43, № 8.
- Кригер Н. И.* О происхождении лёсса Рудного Алтая.— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1963, т. XXII.
- Кригер Н. И.* Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М., «Наука», 1965.
- Криштофович А. Н.* Развитие ботанико-географических областей Северного полушария с начала третичного периода.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

- Кузнецов И. Г.* Ледниковые отложения в Монголии в Монгольском Алтае и их влияние на современную гидрографию рек.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 3.
- Кузнецов И. Г., Мурзаев Э. М.* Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время.— Труды Лаборатории озероведения АН СССР, 1963, т. 15.
- Кульчицкий А. С.* Новые данные по стратиграфии Центрального Прибайкалья.— Материалы по геол. и полезн. ископаемым Вост. Сибири, 1957, вып. 1.
- Куница Н. А.* Использование фауны моллюсков для выяснения условий способов образования лёссовых пород Среднего Приднестровья.— В кн. «Материалы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода», т. I. М., изд-во АН СССР, 1961.
- Лаврушин Ю. А.* Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961а, вып. 47.
- Лаврушин Ю. А.* Основные особенности аллювия равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— В кн. «Вопросы геологии антропогена» к VI конгрессу INQUA в Польше в 1961 году. М., Изд-во АН СССР, 1961б.
- Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 87.
- Лаврушин Ю. А.* Некоторые закономерности накопления современных делювиальных отложений.— Тезисы докл. к Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода, секция генетич. типов четвертичн. отложений. Новосибирск, 1964.
- Лаврушин Ю. А.* Некоторые особенности механизма накопления ритмично-слоистых отложений склонов.— В кн. «Четвертичный период и его история». М., «Наука», 1965.
- Лаврушин Ю. А., Девириц А. Л., Гитерман Р. Е., Маркова Н. Г.* Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР.— Бюлл. Комисс. по изучен. четвертич. периода, 1963, № 28.
- Ламакин В. В.* Прошлое рельефообразование в Тункинском Прибайкалье.— Землеведение, 1935, т. 35, вып. 1.
- Ламакин В. В.* Байкальский тип четвертичного оледенения.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1953, т. 85, вып. 2.
- Ламакин В. В.* О развитии Байкала в четвертичном периоде.— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1957, т. XIII.
- Ламакин В. В.* О стратиграфическом расчленении четвертичной системы в береговой полосе Байкала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- Ламакин В. В.* Неотектоника Байкальской впадины. М., «Наука», 1968.
- Лапин С. С.* О геоморфологии и древнем оледенении долины нижнего течения р. Нижней Тунгуски.— Труды Научн.-исслед. геол.-разв. ин-та золота, 1956, вып. 21.
- Лискун И. Г.* Вещественный состав и условия образования отложений башкауской свиты долины р. Кубадру.— В кн. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая». Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1963, т. XXII.
- Лискун И. Г., Ренгартен Н. В.* Состав и условия образования антропогенных отложений горы Тологой (Западное Забайкалье).— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1963, № 28.
- Ли Сы-гуан.* Геология Китая. М., ИЛ, 1952.
- Литвинов А. Я.* К вопросу о происхождении и закономерностях распространения воздушных полостей в лёссовидных суглинках района г. Красноярска.— Основания, фундаменты и механика грунтов, № 3, 1959.
- Лихарев И. М., Раммельмейер Е. С.* Наземные моллюски фауны СССР.— М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Логачев Н. А.* Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958а, № 4.
- Логачев Н. А.* О происхождении четвертичных песков Прибайкалья.— Геол. и геофиз., 1958б, № 1.
- Логачев Н. А., Абрамова Т. К.* Некоторые особенности геологии кайнозойских отложений юго-восточной части Иркутского амфитеатра.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра.— М., «Наука», 1964.
- Логачев Н. А., Попова С. М.* О находке моллюсков рода *Corbicula* в четвертичных отложениях Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1962, 143, № 1.
- Ломонович М. И.* Четвертичные отложения и генезис лёсса Юго-Восточного Казахстана на примере Заилийского Алатау.— В кн. «Материалы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лопатин Г. В.* Наносы рек СССР.— М., Географгиз, 1952.
- Лунаерсгаузен Г. Ф.* Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы.— В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Лунаерсгаузен Г. Ф.* Геологическая история средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири.— В кн. «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А.* О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае.— В кн. «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. III. Изд-во АН СССР, 1961.
- Лю Дунь-шень и Чжан Цзун-ху.* Хуанту Китая — Scientia Sinica, IX, 5, 1962.
- Малиновский В. Ю.* Кайнозойские отложения и террасы бассейна Нижней Тунгуски.— В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., 1957.
- Маринов Н. А.* Древнее оледенение Монголии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1954.
- Маринов Н. А.* Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Маринов Н. А., Толстихин Н. И.* Распространение вечной мерзлоты (мерзлой зоны) в МНР.— Труды Ин-та мерзлотоведения, 1950, т. VII.
- Маринов Н. А., Хасин Р. А.* О третичных отложениях восточной части Монгольской Народной Республики.— Сов. геология, 1947, № 2.
- Маринов Н. А., Хасин Р. А.* Некоторые вопросы геоморфологии Восточной Монголии.— Вопросы географии. М., Географиздат, 1954, сб. XXXV.
- Марков К. К.* Происхождение современных географических ландшафтов.— В кн.: «Вопросы географии», сб. статей к 18 Международн. геогр. конгрессу. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А.* Четвертичный период. Изд. МГУ, 1965.
- Мартинсон Г. Г.* Четвертичные моллюски в древних террасах Ангары и Иркутка.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1951, № 16.
- Медведев Г. И.* Место культуры Верхоленской горы в археологической периодизации Прибайкалья.— В кн. «Вопросы истории Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1961.
- Медведев Г. И., Аксенов М. А.* О хронологическом расчленении памятников переходного периода от палеолита к неолиту в Прибайкалье.— В кн.: «Отчетная конференция Восточно-Сибирского совета по координации и планированию гуманитарных наук». Тезисы докладов. Иркутск, 1963.
- Минаев А. Н.* Посткриогенные образования на территории Монгольской Народной Республики и их палеогеографическое значение.— Материалы к науч.-технич. конфер. ПНИИС. М., 1968.
- Мирчик С. Г., Гераков Н. Н.* Четвертичные (антропогенные) отложения.— В кн.: «Геология СССР», т. XXXVI. Читинская область, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Молчанов И. А.* Материалы к вопросу о древнем оледенении в Монголии.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1918, т. 50, вып. I.
- Молчанов И. А.* Восточный Саян по данным исследований последнего десятилетия.— Сб. «Очерки по геологии Сибири». М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Москвитин А. И.* Об ископаемых следах «вечной» мерзлоты.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1948, № 12.
- Москвитин А. И.* Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1958, вып. 12.
- Мурзаев Э. М.* Заметка о древнем оледенении Монголии.— Вопросы геогр., 1949, т. 15.
- Мурзаев Э. М.* Монгольская Народная Республика. Физико-географич. описание. М., Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1952.
- Мухий Н. И.* О значении полигональных форм рельефа в развитии термокарста в низовьях Индигирки. Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры.— Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР, 1960, вып. 5.
- Налетов П. И.* Геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000. Лист. № 48 (Улан-Удэ). М., Госгеолиздат, 1944.
- Налетов П. И.* Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Никитин П. А.* Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби.— Материалы по геол. Зап. Сибири, 1940, № 12 (54).
- Никифорова К. В.* Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 45.
- Никифорова К. В., Алексеева Л. И.* О границе третичной и четвертичной систем по данным фауны млекопитающих.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- Никифорова К. В., Ренгартен Н. В., Константинова Н. А.* Антропогенные формации юга Европейской части СССР.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1965, № 30.
- Николаев В. А.* Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Автореф. диссертации. Новосибирск, изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1963.
- Обручев В. А.* Селенгинская Даурия. Л., изд-во Троицкосавск. отд. Гос. геогр. об-ва, 1929.
- Обручев В. А.* История геологического исследования Сибири. Период 1—5. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1931—1949.
- Обручев В. А.* Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1931, № 3. То же в кн. «Избранные работы по географии Азии», т. 3. М., 1951.
- Обручев В. А.* Геология Сибири, т. 3. М.—Л., изд-во АН СССР, 1938.

- Обручев В. А. Впадины Центральной Азии и их научные сокровища, ожидающие изучения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947а, № 5.
- Обручев В. А. Восточная Монголия. Географическое и геологическое описание, ч. 1—2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947б.
- Обручев В. А. О процессах выветривания и разветвения в Центральной Азии. 1895 (Перизд.).— Избранные работы по географии Азии, т. III. М., Госгеографгиз, 1951.
- Обручев В. А. Лёсс Северного Китая.— Труды Комисс. по изуч. четвертич периода, 1959, т. XIV.
- Окладников А. П. Буреть — новая палеолитическая стоянка на Ангаре.— Сов. археология, 1940а, т. 5, № 20.
- Окладников А. П. Палеолитические находки в Бурети (1936 и 1937).— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1940б, № 6—7.
- Окладников А. П. Новые данные о палеолитическом прошлом Прибайкалья (к исследованиям в Бурети 1936—1939 гг.). Краткие сообщения Ин-та истории матер. культуры АН СССР, 1940в, вып. 5.
- Окладников А. П. Палеолитическая статуэтка из Бурети.— Материалы исслед. по археологии СССР, 1941а, № 2.
- Окладников А. П. Палеолитические жилища в Бурети.— Краткие сообщ. Ин-та истории матер. культуры АН СССР, 1941б, вып. 10.
- Окладников А. П. Археологические исследования в Бурят-Монголии.— Изв. АН СССР, серия истории и философии, 1951, т. 8, № 5.
- Окладников А. П. Следы палеолита в долине р. Лены.— Материалы и исслед. по археологии СССР, 1953, 139.
- Окладников А. П., Флоренсов Н. А. Новые данные по палеолиту и четвертичной геологии Забайкалья (находки на горе Тологой и у дер. Ощурково).— В кн. «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. I. М., изд-во АН СССР, 1961.
- Оленев А. М. Некоторые данные о рельефе Северо-Западного Забайкалья.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1953, вып. 5.
- Олюнин В. Н. О генетических типах четвертичных отложений Бурятской АССР.— В кн. «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Основы геоэрологии (мерзлотоведения), ч. I. М., изд-во АН СССР, 1959.
- Павлинов В. Н. Некоторые данные о генезисе китайских лёссов.— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1959, т. XIV.
- Павлова М. В. Палеозоология, ч. 2. Позвоночные. М.—Л., Госиздат, 1929.
- Павловский Е. В. О связи рельефа Байкальской нагорной области с новейшими движениями земной коры.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1940, т. 36, № 1.
- Павловский Е. В. О четвертичном оледенении Южного Прибайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948а, № 5.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1948б, вып. 99 (№ 31).
- Павловский Е. В., Фролова Н. В. Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела.— Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1955, вып. 18.
- Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири.— В кн. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959а.
- Попов А. И. Перигляциальные и другие зональные мерзлотные явления (современные и древние).— Вестн. МГУ, серия биол., почв. геол., географ., 1959б, № 2.
- Попов А. И. Подземный лед в четвертичных отложениях Яно-Индибирской низменности как генетический и стратиграфический индикатор.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Попов Ю. Н. Находки ископаемых трупов млекопитающих в мерзлых слоях плейстоцена северо-восточной Сибири.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1948, № 13.
- Попова С. М. Эоплейстоценовые континентальные моллюски ангинской толщи северо-западного Прибайкалья.— В кн. «Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., «Наука», 1968.
- Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских континентальных отложений и алмазность юга Тунгусского бассейна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959а, вып. 22.
- Равский Э. И. К стратиграфии третичных отложений юга Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1959б, т. 127, № 3.
- 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 кн. «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Равский Э. И. Основные черты климатов Сибири в антропогене.— В кн.: «Основные проблемы геологии антропогена Евразии». М., «Наука», 1969.
- Равский Э. И., Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г., Голубева Л. В. Антропогенные отложения юга Восточной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 105.

- Равский Э. И., Алексеев М. Н.* Четвертичный период в Восточной Сибири. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Равский Э. И., Алексеев М. Н., Чеботарева Н. С.* К стратиграфии верхнетретичных и четвертичных отложений южной и восточной части Сибирской платформы.— В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Равский Э. И., Голубева Л. В.* Эоплейстоцен Тункинских впадин.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 5.
- Равский Э. И., Цейтлин С. М.* Геология енисейского палеолита.— В кн. «Стратиграфия и периодизация палеолита Восточной и Центральной Европы». М., «Наука», 1965а.
- Равский Э. И., Цейтлин С. М.* Геологическая периодизация памятников палеолита Сибири.— В кн.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965б.
- Разумова В. Н.* Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 46.
- Разумовская Е. Э.* К стратиграфии Монгольского Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.
- Растворова В. А., Сахарова Е. И.* Новейшая тектоника Братского района.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 34, вып. 4.
- Региональная стратиграфия Китая. М., ИЛ, 1960.
- Рождественский А. К.* Новый представитель утконосных динозавров из верхнемеловых отложений Монголии.— Докл. АН СССР, 1952, т. 86, № 2.
- Савенков И. Т.* О палеолитической эпохе в окрестностях г. Красноярска. Приложение к протоколам общ-ва врачей Енисейской губ. 1892.
- Сакс В. Н.* Четвертичный период в Арктике. М.—Л., Изд-во Главсевморпути, 1953.
- Синицин В. М.* Восточный Тянь-Шань и Бей-Шань.— Труды Монгольской комиссии, 1954, вып. 4.
- Синицин В. М.* Заалтайская Гоби. 1956.
- Синицин В. М.* Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957а.
- Синицин В. М.* Турфан-Хамийская впадина и Гашуньская Гоби. М., Изд-во АН СССР, 1957б.
- Синицин В. М.* Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Синицин В. М.* Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Слодкевич В. С.* Результаты раскопок четвертичных млекопитающих в Нижнеудинской пещере (Восточная Сибирь).— Труды Палеозоол. ин-та АН СССР, 1936, т. 5.
- Соколов И. И.* О террасах верхнего течения р. Ангары.— Проблемы физ. геогр., 1937, № 4.
- Соколов Н. И.* Географическая история восточной части Иркутского амфитеатра в антропогене, как основа инженерно-геологического районирования его территории.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1957, т. 14.
- Соколов Н. И., Тюменцев Н. В.* К вопросу о находке *Elephas trogontherii* Pohl. в бассейне Ангары.— Докл. АН СССР, 1949, т. 69, № 3.
- Сосновский Г. П.* Палеолитические находки в Минусинском крае. Иркутск. изд-во Вост.-Сиб. отд. Русск. географ. об-ва, 1924.
- Сосновский Г. П.* О находках древней каменной индустрии и остатки страуса в Селенгинской Даурии.— Сообщ. Акад. истории матер. культуры, 1932, № 11—12.
- Сосновский Г. П.* Палеолитические стоянки Северной Азии.— В кн.: «Труды 2-й Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы», вып. 5. Л., 1934.
- Сосновский Г. П.* Палеолитические стоянки Енисейской долины. Палеолит СССР. Материалы по истории родов. об-ва.— Изв. гос. Акад. материальн. культуры, 1935, т. 118.
- Сосновский Г. П.* Итоги работ Бурят-Монгольского археологического отряда Академии наук СССР в 1928—1929 гг.— В кн. «Проблема Бурят-Монгольской АССР», т. 2. М.—Л., изд-во АН СССР, 1936.
- Сосновский Г. П., Герасимов М. М.* Новые находки на палеолитической стоянке в с. Мальта.— Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, 1937, вып. 1.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. Изд. второе. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Стрелков С. А.* Современные представления о развитии оледенения Северной Евразии. Проблемы стратиграфии кайнозоя. М., «Недра», 1965.
- Стрелков С. А., Дибнер В. Д., Загорская Н. Г., Соколов В. Н., Егорова И. С., Полькин Я. И. и др.* Четвертичные отложения Советской Арктики.— Труды Н.-н. ин-та Арктики, 1959, т. 91.
- Сукачев В. Н.* О находке ископаемой арктической флоры на р. Иртыш у с. Демьянско-го Тобольской губернии.— Изв. Императорской Академии наук, 1910.
- Сукачев В. Н.* Дендрология с основами лесной геоботаники. Л., Госгеолтехиздат, 1938.
- Суслов С. П.* Физическая география СССР. Л., Учпедгиз, 1947.
- Сумин М. И.* Общее мерзлотоведение. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Тихомиров Б. А.* Основные черты развития растительного покрова Советской Аркти-

- ки.— В кн. «Проблемы палеогеографии четвертичного периода» (Труды Ин-та географии). М.—Л., изд-во АН СССР, вып. XXXVII, 1946.
- Тихомиров Б. А. К характеристике растительного покрова эпохи мамонта.— Ботанич. ж., т. 35, № 5, 1950.
- Толмачев А. И. О происхождении тундрового ландшафта.— «Природа», 1927, № 9.
- Туммель В. Ф. О мерзлоте в бассейне реки Вихоревой.— Труды Комисс. по изуч. вечн. мерзлоты, 1935, т. 4.
- У Жун-кан. Находка нижней челюсти ланьтяньского человека.— «Китай», 1964, № 2.
- Физико-географический Атлас мира. М., 1964.
- Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Френцель Б. и Тролл К. Растительные зоны Северной Евразии во время последнего оледенения.— «Вопросы геологии четвертичного периода». М., ИЛ, 1955.
- Хуан Вань-по. Обсуждение вопроса о «саньмыньской системе» ученым советом геологии четвертичного периода.— Кэсюэ тунбао, 1959, № 10.
- Цейтлин С. М. Эоплейстоцен бассейна Нижней Тунгуски.— Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 5.
- Цейтлин С. М. Озерно-ледниковые глины северо-запада Сибирской платформы и их возраст.— В кн. «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Цейтлин С. М. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири. М., «Наука», 1964а.
- Цейтлин С. М. Новые палеолитические местонахождения в долине р. Енисей.— Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, 1964б, № 29.
- Цейтлин С. М. О расчленении последнего ледникового Сибири. В кн.: «Четвертичный период и его история». М., «Наука», 1965.
- Цытович Н. А. Вечная мерзлота в районе Улан-Батора (Монголия).— Труды Ин-та мерзлотоведения, 1950, т. VII.
- Цытович Н. А., Качурин С. П. Вечная мерзлота.— БСЭ, 1951, т. 7.
- Чеботарева Н. С., Куприна Н. П., Хорева И. М. Геоморфология и стратиграфия четвертичных отложений среднего течения Лены и низовой Алдана.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1957, № 3.
- Чемехов Ю. Ф. Стратиграфия и палеогеография антропогена Дальнего Востока.— В кн. «Материалы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Чердынцев В. В. Определение абсолютного возраста четвертичных окаменелых костей по отношению изотопов тяжелых элементов.— В кн. «Вопросы геологии антропогена». М., изд-во АН СССР, 1961.
- Чердынцев В. В., Алексеев В. А., Кинд Н. В., Форова В. С., Завельский Ф. С., Сулержицкий Л. Д., Чуриков И. В. Радиоуглеродные даты лаборатории Геологического института (ГИН) АН СССР.— Геохимия, 1965, № 12.
- Чердынцев В. В., Алексеев В. А., Кинд Н. В., Форова В. С., Сулержицкий Л. Д. Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР.— Геохимия, 1964, № 4.
- Чердынцев В. В., Алексеев В. А., Форова В. С., Завельский Ф. С., Сулержицкий Л. Д., Форсеңкова И. В. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение II.— В кн. «Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная геохронология». М., «Наука», 1966.
- Чернов А. А. От Кяхты до Урги (предварительный очерк пути, пройденного Монголо-Сычуанской экспедицией).— Изв. ИРГО, 1908, т. IV, вып. 4.
- Черский И. Д. Несколько слов о вырытых в Иркутске изделиях каменного периода.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1872, т. 3, № 3.
- Черский И. Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкала.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Рус. геогр. об-ва, 1878, т. IX, № 5—6.
- Черский И. Д. Геологическая экскурсия на высокое плоскогорье (система р. Селенги) и берег Байкала между устьями р. Селенги и Кики.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1882, т. XIII, № 1—2.
- Черский И. Д. Описание коллекции послетретичных млекопитающих животных, собранных Ново-Сибирской экспедицией, 1885—1886 гг.— Зап. СПб. мин. об-ва, 1891, т. 15, вып. 1.
- Черский И. Д. К вопросу о следах древнего оледенения в Восточной Сибири.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1888, т. XIX, № 1.
- Чжан Цзун-ху. О генезисе и процессе образования лёссов района Лунь-дунь в Северо-Западном Китае.— Труды Комисс. по изуч. четверт. периода, 1959, т. XIV.
- Чумаков И. С. Верхнеплейстоценовые (эоплейстоценовые) отложения Рудного Алтая.— В кн. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая».— Труды Комисс. по изуч. четверт. периода, 1963, т. XXII.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды ГИН АН СССР, серия геол., 1951, вып. 155.
- Шанцер Е. В. Типы аллювиальных отложений.— В кн. «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Шанцер Е. В. Проблема границы неогеновой и четвертичной (антропогеновой) систем.— Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1962, т. XX.
- Шанцер Е. В. Склоновый смыв как фактор литогенеза и морфогенеза суши.— Тезисы докладов к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1964.
- Шарботян А. А. К истории развития многолетнемерзлых горных пород (на примере севера Западно-Сибирской низменности).— В кн.: «Очерки региональной и исторической криологии» (Труды Ин-та мерзлотоведения), т. XIX. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Шейнманн Ю. М. О современном погружении берегов залива Провал на Байкале.— Изв. Всес. геол.-развед. объединен., 1931, т. 50, вып. 100.
- Шевелева Н. С. Некоторые данные о развитии многолетнемерзлых горных пород в приенисейской части Западной Сибири в четвертичный период.— В кн.: «Геокриологические условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки». М., «Наука», 1964.
- Шенгалъс Э. Об ископаемых почвах вледниковой области.— В кн.: «Вопросы геологии четвертичного периода». Л., ИЛ, 1955.
- Шер А. В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М., «Наука», 1971.
- Шило Н. А. Роль субполярного климата в образовании и размещении россыпей.— Тезисы докл. научной сессии по изучению закономерн. размещения россыпей. М., 1959.
- Шполянская Н. А. Ведущие физико-географические факты формирования вечной мерзлоты Забайкалья. Автореф. канд. дисс. М., 1964.
- Щербакова Е. М. Новая находка винторогой антилопы на территории СССР.— В кн.: «Материалы по палеогеографии», вып. 1. Изд-во МГУ, 1954.
- Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий (Рукопись Библиотеки Отд. наук о Земле АН СССР). М., 1953.
- Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Berkey Ch., Morris Fr. Geology of Mongolia. In: Natural History of Central Asia, vol. II. N. Y., 1927.
- Black R. F. Permafrost — a review. Geog. Soc. Amer. Bull., v. 65, 1954.
- Bobek H. Klima und Landschaft Irans vor- und frühgeschichtlicher Zeit.— Geogr. Jahresber. Osterreich, 1953—1954 (1955), 25.
- Bulzer K. W. Climatic change in arid regions since the Pliocene.— Arid Zone Res., 1961, N 17.
- Cailleux A. Processus supraniva et grezes litées.— Biul. perygl., 1963, N 2.
- Charlesworth J. K. The Quaternary Era. vol. 1, 2. London, 1957.
- Frenzel B. Die Vegetations- und Landschafts-Zonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. I Teil.— Akad. Wiss. und Liter. Abhandl. Math.-Naturwiss. Kl. J., 1959, N 13; II Teil, 1961, N 6.
- Flohn H. Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiseit.— Erdkunde, 1953, Bd. III, H. 4.
- Garutt W. E. Das Mammut. Wittenberg Lutherstadt, A. Ziemsen Verlag, 1964.
- Guerasimov I. P., Markow K. K. La paléogéographie des territoires de l'URSS durant la période glaciaire.— C. R. Congr. Géol. Internat. Alger. 1952, fasc. XV. Alger, 1954.
- Iversen Å. The late glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil.— Danmarks geol. undersøgelse, Roekke II, 1954, N 80.
- Jahn A. Less, jego pochodzenie i zwazek z klimatem epoki lodowej. Acta geol. polon., 1950, vol. 7, N 3.
- Jahn A. Zlawiska krieturbacyjne wspolczesnel i pleistocenskiej strefy peryglacialnej.— Acta geol. polon., 1951, vol. II, N 1—2.
- Jahn A. Ilosciowa analiza niektorych procesow peryglacialnych. Zesz. nauk. Uniw. Wroclawskiego. Vanka o Ziemi Z. 2, 1954.
- Jahn A. Wyzyna Lubelska (Rzerba i crwartorzed). Warszawa, 1956.
- Jahn A. Quantitative analysis of some peryglacial processes in Spitsbergen.— Zész. nauk. Uniw. Wroc., ser. B, 1961, vol. 5.
- Laskowska W. Znaczenia procesow szuwowych i soliflukcyjnych w budowe przykrawedziowego odcinka tarasu II doliny Wisly w okolicy Studzienca.— Prace o Plejstocene Polski srodowej, 1962, PAN Kom. Geol.
- Lee I. S. Quaternary glaciations in the Lushan area, Central China. Nanking, 1947.
- Liu Tung-cheng, Chang Tsung-hu. The «Huangtu» (loess) of China. Report VI th Internat. Congr. on Quaternary. Warsaw, 1961, vol. IV, Łódź, 1964.
- Ložek V. Mekkysi Československého kvartery. Praha. Nakladatelství Českosl. Acad., věd., 1955.
- Meinardus W. Allgemeine Zirkulation und Niederschlagsverteilung in der Eiszeit.— Frankfurt. Geogr. Hefte, 11, 1937.
- Okladnikov A. P. The Paleolithic of Trans-Baikal.— Amer. Antiquity, 1961, vol. 26, N 4.
- Pei Wen-chung. On the Carnivora from locality I of Choukoutien.— Paleontol. sinica, 1934, ser. C., vol. 8, fasc. I.
- Pei Wen-chung. The zoogeographical divisions of Quaternary mammalian fauna in China.— Vertebrata palasiatica, Peking, 1957, N 1.

- Pilgrimm G. E.* The lower limit of the Pleistocene in Europe and Asia.—*Geol. Mag.*, 1944, vol. 81, N 1.
- Poser H.* Boden und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit.—*Erdkunde*, 1948, Bd. 2.
- Richardson H. L.* The ice age in West China. Border Research Society (Chengtu), 1943, ser. 13, vol. 14; *Geol. Mag.*, 1944, vol. 81, N 6.
- Schlosser M.* Tertiary vertebrates from Mongolia.—*Paleontol. sinica*, 1924, Ser. C, vol. 15, fasc. 1.
- Sibrava V.* Double fluvial accumulations in the area of the Czech Massif and the Carpathian Foredeep.—*Sborn. geol. věd. Antropozoikum, rada A*, 1964, sv. 2.
- Spock L. E.* Pliocene beds of the Iren Gobi.—*Amer. Museum Novitates*, 1929, N 394.
- Szafer W.* Stratygrafia pleistoceny w Polsce na podstawie florystycznej. *Roczn. Polsk towarz. geol.*, t. XXII, z. 1. Krakow, 1953.
- Taber S.* Perennially frozen ground in Alaska, its origin and history.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1943, vol. 54.
- Teilhard de Chardin P.* The Post-villafranchian interval in North China.—*Bull. Geol. Soc. China*, 1937, vol. 17.
- Teilhard de Chardin P., Leroy P.* Chinese fossil mammals. Peking, 1942.
- Teilhard de Chardin P., Trassaert M.* The Proboscidiens of South-Eastern Shansi.—*Paleontol. sinica*, 1937, ser. C, vol. 13, fasc. 1.
- Teilhard de Chardin P., Young C. C.* Preliminary observations on the pre-Loessic and post-Pontian formations in Western Shansi and Northern Shensi.—*Mem. Geol. Survey China*, 1930, Ser. A, N 8.
- Teilhard de Chardin P., Young C. C.* Fossil mammals from the late Cenozoic of Northern China.—*Paleontol. sinica*, 1931, ser. C, vol. 5.
- Tolmačev I. P.* The carcasses of the mammoth and rhinoceros found in the frozen ground of Siberia.—*Trans. Amer. Philos. Soc., new ser.*, 1929, vol. 23, part I, art. I.
- Trevisan L.* Génèse des terrasses fluviales relations cycles climatiques.—*C. r. Congr. Internat. Géogr.*, t. II. Lisbonne, 1949.
- Udluft H.* Bemerkungen zur Frage der Terrassenaufschotterung und der Diluvialchronologie.—*Jahrb. Preuss. Geol. Landes-Anst.*, Bd. 54, Berlin, 1934.
- Weischet W.* Zum Problem der Stabilität der Klimabedingungen in Westsibirien während der Glaziale und Interglaziale.—*Eiszeitalter und Gegenwart*, 1960, Bd. 11.
- Wissman H.* The Pleistocene glaciation in China.—*Bull. Geol. Soc. China*, 1937, vol. 17, N 2.
- Wissman H.* Die heutige Vergletscherung in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit.—*Abhandl. Acad. Wiss. und Liter. Math-Naturwiss. Kl.* 1960, N 4.
- Woldstedt P.* Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1958.
- Zeuner F.* Das Klima des Eisvorlandes in den Glazialzeiten.—*Neues Jahrb. Mineral.*, 1934, Beilage-Band 72B.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая. Геология антропогенных отложений юга Восточной Сибири (условия залегания, строение и состав)	8
Главнейшие особенности распространения антропогенных отложений	8
Условия залегания, строение, состав, данные об ископаемой фауне и флоре антропогенных отложений	11
Отложения эоплейстоцена	11
Внеледниковая область Средне-Сибирского плоскогорья и Прибайкалья	11
Отложения эоплейстоцена Тункинской впадины	41
Отложения эоплейстоцена Западного Забайкалья	51
Отложения плейстоцена	65
Отложения плейстоцена внеледниковой области Средней-Сибирского плоскогорья и Прибайкалья	65
Отложения плейстоцена Тункинской впадины	87
Отложения плейстоцена Западного Забайкалья	108
Отложения верхнего плейстоцена, связанные с палеолитическими местонахождениями	139
О геологии енисейского палеолита	139
О геологии ангарского палеолита	155
Некоторые данные о геологии палеолита в долине верхней Лены	168
Некоторые данные о геологии селенгинского палеолита	169
Глава вторая. Стратиграфическое расчленение антропогенных отложений внеледниковой зоны Восточной Сибири	174
Вводные замечания	174
О границе между отложениями неогена и антропогена	175
Эоплейстоцен	179
Плейстоцен	196
Голоцен	210
О геологической периодизации памятников палеолита Сибири	212
Глава третья. Некоторые вопросы антропогенного осадконакопления	217
Пространственное распределение фациально-генетических типов пород и зональность осадконакопления	218
Эоплейстоцен	218
Плейстоцен	228
Перигляциальный злювий речных долин	231
Слоистые грубообломочные отложения склонов и конусов выноса	246
Валунные слоистые отложения	246
Щебнистые слоистые отложения	248
Типы осадконакопления	252
Глава четвертая. Вопросы палеоклиматов	256
Основные черты эволюции климата	256
Климаты эоплейстоцена	256
Климаты плейстоцена	261
Климаты голоцена	272
К проблеме досамаровского оледенения	274
Основные этапы образования и деградации многолетней мерзлоты	285
О соотношении оледенений и пльвиалов	304
Глава пятая. О типах природной зональности Внутренней Азии	314
Заключение	321
Литература	324

3

3962

335



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»