

ISSN 0203-3070



ПОЗДНИЙ  
КАЙНОЗОЙ  
МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА  
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ  
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМОРИЙН ГАВЪЯАНЫ  
УЛАААН ТУГИЙН ОДОНТ  
ГЕОЛОГИЙН ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE USSR  
ORDER  
OF THE RED BANNER OF LABOUR  
GEOLOGICAL INSTITUTE

АКАДЕМИЯ НАУК МНР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ  
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН  
ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE MPR  
GEOLOGICAL  
INSTITUTE



А В Т О Р Ы:

Е. В. ДЕВЯТКИН, Е. М. МАЛАЕВА, В. С. ЗАЖИГИН, В. Э. МУРЗАЕВА,  
Н. А. КОРИНА, Н. Б. ГЛУХОВСКАЯ, Т. СЕМЕЙХАН, И. П. СЫРНЕВ,  
Т. В. НИКОЛАЕВА, Ю. Л. ИВАНОВ, А. Ф. БОЙШЕНКО, В. М. ЛОПАТИН,  
Г. А. ШМИДТ, Н. И. ШВЕЙСКИЙ, Н. Г. ИВАНОВА, В. А. КУЛАКОВ,  
В. А. БЕЛОВА, Г. Н. ШИЛОВА

УДК 551.77.916

LATE CENOZOIC OF MONGOLIA  
(stratigraphy and paleogeography)

THE JOINT  
SOVIET-MONGOLIAN  
SCIENTIFIC-RESEARCH  
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 47

Editorial Board:

*N. S. Zaitsev*, academician of the MPR Academy  
of Sciences *B. Luwsandansan*,  
*V. A. Krasheninnikov*, *V. G. Gerbova*,  
corresponding member of the USSR Academy of Sciences  
*P. P. Timofeev*,  
*O. Tomortogoo*, academician *A. L. Yanshin*

Responsible editor  
academician *N. A. Logatchov*

---

Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография) / Е. В. Де-  
вяткин, Е. М. Малаева, В. С. Зажигин и др.— М.: Наука, 1989. 213 с.  
ISBN 5-02-002067-2

В монографии рассматривается стратиграфия позднего плиоцена и плейстоцена Монголии. Дается детальное описание опорных разрезов верхнего плиоцена, охарактеризованных фауной млекопитающих. Впервые приведены обширные материалы по истории развития растительности позднего кайнозоя. Разбираются палеогеографические проблемы древнего оледенения, развития пловивальных бассейнов, соотношение аридов и пловивалов, оценка перигляциальных условий. Проводятся широкие корреляции палеогеографических событий плейстоцена в обширном регионе Внутренней Азии.

Табл. 9. Ил. 48. Библиогр.: 250 назв.

ПОЗДНИЙ  
КАЙНОЗОЙ  
МОНГОЛИИ  
(стратиграфия  
и палеогеография)

СОВМЕСТНАЯ  
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 47

---

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*Н. С. Зайцев, академик АН МНР Б. Лувсанданзан,  
В. А. Крашенинников, В. Г. Гербова,  
член-корреспондент АН СССР П. П. Тимофеев, О. Томуртогоо,  
академик А. Л. Яншин*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

*академик Н. А. Логачев*

МОСКВА  
«НАУКА»  
1989

А В Т О Р Ы:

Е. В. ДЕВЯТКИН, Е. М. МАЛАЕВА, В. С. ЗАЖИГИН, В. Э. МУРЗАЕВА,  
Н. А. КОРИНА, Н. Б. ГЛУХОВСКАЯ, Т. СЕМЕЙХАН, И. П. СЫРНЕВ,  
Т. В. НИКОЛАЕВА, Ю. Л. ИВАНОВ, А. Ф. БОЙШЕНКО, В. М. ЛОПАТИН,  
Г. А. ШМИДТ, Н. И. ШВЕЙСКИЙ, Н. Г. ИВАНОВА, В. А. КУЛАКОВ,  
В. А. БЕЛОВА, Г. Н. ШИЛОВА

УДК 551.77.916

LATE CENOZOIC OF MONGOLIA  
(stratigraphy and paleogeography)

THE JOINT  
SOVIET-MONGOLIAN  
SCIENTIFIC-RESEARCH  
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 47

Editorial Board:

*N. S. Zaitsev*, academician of the MPR Academy  
of Sciences *B. Luwsandansan*,  
*V. A. Krasheninnikov*, *V. G. Gerbova*,  
corresponding member of the USSR Academy of Sciences  
*P. P. Timofeev*,  
*O. Tomortogoo*, academician *A. L. Yanshin*

Responsible editor  
academician *N. A. Logatchov*

---

Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография) / Е. В. Де-  
вяткин, Е. М. Малаева, В. С. Зажигин и др.—М.: Наука, 1989. 213 с.  
ISBN 5-02-002067-2

В монографии рассматривается стратиграфия позднего плиоцена и плейстоцена Монголии. Дается детальное описание опорных разрезов верхнего плиоцена, охарактеризованных фауной млекопитающих. Впервые приведены обширные материалы по истории развития растительности позднего кайнозоя. Разбираются палеогеографические проблемы древнего оледенения, развития пльвиальных бассейнов, соотношение аридов и пльвиалов, оценка перигляциальных условий. Проводятся широкие корреляции палеогеографических событий плейстоцена в обширном регионе Внутренней Азии.

Табл. 9. Ил. 48. Библиогр.: 250 назв.

П 1904040000-036  
042(02)-89 197-88—IV

ISBN 5-02-002067-2

© Издательство «Наука», 1989

## ВВЕДЕНИЕ

Континентальный кайнозой Монголии постоянно привлекает большое внимание в тематике исследований Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. По разным направлениям этой проблемы в последние годы опубликовано несколько монографий: «Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии» [1975], «Геокриологические условия Монгольской Народной Республики» [1974], «Кайнозой Внутренней Азии» [Девяткин, 1981], «Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии» [1985], «Геоморфология Монгольской Народной Республики» [1982]. Вопросы геологии кайнозоя Монголии освещены также в многочисленных региональных статьях. Определенным итогом картографического изучения страны стали «Карта четвертичных отложений Монгольской Народной Республики» [1979] и «Геоморфологическая карта Монгольской Народной Республики» [1987].

Естественным продолжением этих работ и определенным итогом изучения плейстоценовых и тесно с ними связанных верхнеплиоценовых отложений является настоящая монография. В ней показаны основные закономерности распространения наиболее молодых отложений на территории страны, их генетические особенности и стратиграфическое расчленение. Отдельные разделы посвящены важным для Монголии палеогеографическим вопросам, без которых трудно понять современное состояние четвертичной геологии этой территории и которые являются естественной основой прогноза изменения природной среды в будущем.

Современное интенсивное освоение территории Монголии в связи с развитием сельского хозяйства, строительством крупных народнохозяйственных объектов все более требует внимания к изучению плиоценовых и плейстоценовых отложений. В ряде районов с ними связаны поисковые, разведочные и эксплуатационные работы на разные виды полезных ископаемых; инженерные и гидрогеологические изыскания также базируются на изучении молодых отложений. За последние 20 лет такие исследования интенсифицировались и проводятся многими организациями, в основном с производственными целями. При геологической съемке молодым отложениям уделяется, за редким исключением, меньшее, чем необходимо, внимание. Сейчас особенно ощущается отставание биостратиграфических исследований молодого осадочного комплекса от более древних неогеновых и палеогеновых толщ, из которых детально охарактеризованы десятки крупных местонахождений фауны и флоры. Только в последнее десятилетие стал широко применяться палинологический метод, и теперь на большей части территории страны имеется несколько десятков изученных опорных разрезов. Широкому внедрению метода препятствовала слабая разработанность идейных концепций палинологических исследований в столь сложном регионе, каким является Монголия. Многие классические критерии климатостратиграфии, выработанные на основе палинологического метода и успешно применяемые для средних широт равнинной территории СССР, для аридного пояса Монголии потребовали существенных поправок, а иногда и пересмотра, и эти проблемы в данной книге обсуждаются.

Лишь в самое последнее время при изучении молодых отложений стали применяться физические методы — радиоуглеродный, термолюминесцентный (определения выполнил В. Н. Шелкопляс), палеомагнитный, что позволило наметить крупные стратигра-

фические подразделения плиоцен-плейстоценового разреза. Без сомнения, дальнейший прогресс в изучении плиоцен-плейстоценовых осадков заключен именно в комплексном использовании всех методов биостратиграфического, климатостратиграфического и физического направлений.

В биостратиграфическом отношении верхний плиоцен Монголии изучен весьма детально, особенно в северной части страны, где известно около 10 опорных разрезов, подробно охарактеризованных фауной млекопитающих, палинологическими материалами и кое-где палеомагнитными данными. Имеются также радиологические датировки по К-Аг, но они требуют определенного уточнения. На основании детального изучения остатков мелких млекопитающих В. С. Зажигин выделил четыре биостратиграфических комплекса. Первый из них является возможным временным аналогом молдавского комплекса Восточной Европы: он пока неизвестен в Сибири и Казахстане. Второй комплекс отвечает алгабасскому комплексу Западной Сибири. В разрезах Орхон-1 и -2, Шамар и Бурал-Обо установлена фауна млекопитающих третьего, чикойского комплекса, в котором намечены две стадии развития. Наиболее молодой, булганский комплекс известен из верхов разреза Бурал-Обо. Подобная стратиграфическая и фаунистическая ситуация, выявленная в единых многослойных разрезах верхнего плиоцена Северной Монголии, известна для очень немногих местонахождений Евразии. Это позволяет рассматривать монгольские разрезы как стратотипические при расчленении верхнего плиоцена Внутренней Азии.

**Вопрос о нижней границе четвертичной системы в Монголии.** Многолетние исследования и дискуссии, проводившиеся по вопросу границы неогена и четвертичной системы, в определенной степени затронули и территорию Монголии. Нами было высказано мнение о широком стратиграфическом объеме эоплейстоцена, охватывающем, по сути дела, весь верхний плиоцен принятой в СССР официальной стратиграфической схемы [Девяткин, Зажигин, 1974; Девяткин, 1981]. Это определялось тем, что соответствующие отложения в азиатской части СССР [Алтае-Саянская область, Прибайкалье и Забайкалье] и в Монголии представлены единым сложно построенным комплексом осадков, который имеет общие литолого-фациальные особенности, позволяющие отделять его от неогеновых и собственно плейстоценовых отложений.

Определяя возрастную объем этого комплекса, Э. И. Равский [1972] указывал, что его нижний «рубеж хорошо совпадает с резким оживлением тектоники, изменениями характера рельефа и осадконакопления, а также переломом в развитии органического мира и является поэтому главнейшим естественно-историческим рубежом в верхнем кайнозое» (с. 178). За основание антропогена Н. А. Логачевым принята подошва красноцветной формации Забайкалья, «охристой» свиты Тункинских впадин, накопление которых связано с началом «необайкальского» тектонического цикла. Нами при выделении эоплейстоценового комплекса осадков Юго-Восточного Алтая также, кроме биостратиграфических, привлекались литофациальные и палеотектонические критерии [Девяткин, 1965]. В Монголии общими чертами отложений этого возраста является их бурозветность, проявляющаяся в разных фациях, присутствие значительного количества выветрелых обломков, как переотложенных, так и выветрелых *in situ*, наличие погребенных почвенных горизонтов буроватых тонов окраски. Эти отложения распространены во впадинах и долинах рек, часто еще не затронутых полностью плейстоценовой эрозией. Подобные литологические особенности и соотношение с рельефом устанавливаются для Забайкалья и Прибайкалья [Базаров, 1968; Логачев, 1968; Равский, 1972; Адаменко, 1976]. В основании комплекса часто фиксируется значительная эрозионно-тектоническая фаза, приведшая к существенному обновлению рельефа и формированию характерного комплекса осадков, выделенного на юге Восточной Сибири в «красноцветную формацию раннего эоплейстоцена» [Логачев и др., 1964]. Эта фаза активизации выделяется во всем горном поясе Южной Сибири. На территории Монголии она также фиксируется [Мезозойская и кайнозойская ..., 1975; Девяткин, 1981]. Указанные особенности рассматриваемого комплекса отложений позволили нам принять в процессе исследований наиболее широкий стратиграфический диапазон

«эоплейстоцена»: его нижняя граница определялась подошвой акчагыла (3, 2—3,4 млн лет), а верхняя — кровлей апшерона (0,7 млн лет).

Работы по проекту 41-й Международной программы геологической корреляции (МПГК) «Граница неогена и четвертичной системы» выявили очень большую сложность определения нижней границы плейстоцена. Работы на морских разрезах пограничных горизонтов плиоцена—плейстоцена Италии, выбранных в качестве стратотипических, показали неоднозначность решения этого вопроса. Что же касается континентального разреза пограничного интервала, то здесь рекомендованная граница на уровне эпизода Олдувей, соответствующая границе неогена — четвертичной системы, вызвала еще больше возражений. В азиатской части СССР она оказалась внутри единого литофациального комплекса отложений, нечетко фиксируется биостратиграфическими и климатостратиграфическими критериями. Естественно, что такое положение границы между системами имеет лишь чисто теоретическое значение, дающее возможность (при детальном изучении этого пограничного интервала!) проводить дальнейшие глобальные корреляции.

Результаты исследований по проекту 41-МПГК, проведенных в Сибири и на Дальнем Востоке, т. е. в сопредельных с Монголией регионах, отражены в книге «Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири» [1984]. С. А. Архипов в этой работе, подробно анализируя материалы, отмечает, что «граница на олдувейском уровне устанавливается либо приблизительно, либо не обнаружена вовсе. Четкого биостратиграфического обоснования она не получила. Связь ее с определенным резким палеоклиматическим рубежом остается также недостаточно ясной... Наконец, в силу неадекватного положения этой границы относительно красноцветных толщ в разных регионах Сибири и Дальнего Востока неуверенно работают также геологические и литолого-стратиграфические критерии при межрегиональных корреляциях... Неудивительно поэтому, что многие сибирские исследователи отдали предпочтение традиционной границе» (с. 12). Приведенные соображения вполне отвечают материалам по Монголии, где стратиграфия плиоцен-четвертичного разреза разрабатывается во многом на основе исследований сопредельных регионов азиатской части СССР. Поэтому в настоящей книге мы считаем целесообразным придерживаться границы между неогеном и плейстоценом, проводимой по кровле верхнего плиоцена, в основании бакинского яруса схемы Межведомственного стратиграфического комитета (МСК), принятой в системе Мингео СССР и Мингео МНР. Она отвечает границе палеомагнитных эпох Матуяма—Брюнес на уровне 0,7 млн лет.

**Основные особенности осадконакопления и принципы стратиграфии плейстоцена Монголии.** Плейстоценовые отложения Монголии по своим литолого-фациальным и генетическим особенностям отличаются от плиоценовых и более древних неогеновых образований. Они формируют полифациальный сероцветный (в отличие от пестро- и буроцветных осадков неогена) комплекс отложений. Выделяя ведущие факторы плейстоценового осадконакопления, мы отмечаем, что рельеф и климат решающим образом определяют тип плейстоценового литогенеза Монголии [Девяткин, 1981]. Значительные климатические изменения, проявившиеся в плейстоцене и «наложенные» на уже сформированный в основных чертах сложный и разнообразный рельеф, привели к образованию нового комплекса отложений. Он отличается как появлением совершенно новых генетических типов (ледниковых, флювиогляциальных), так и значительным изменением литолого-фациальных черт других (аллювиальных, пролювиальных, озерных) осадков. Сложность геоморфологического строения Монголии, широтная и высотная зональность ландшафтов определили своеобразие плейстоценового осадконакопления в пространстве и во времени.

При разработке стратиграфии плейстоценовых отложений нами было предложено выделить основные структурно-геоморфологические области с ведущим генетическим типом осадконакопления [Девяткин, 1972, 1981]. Естественно, что в каждой из выделенных областей, кроме ведущего процесса, определявшего основной тип осадконакопления, имели место и другие, но их роль была подчиненной. Поэтому разработка стратиграфии



в разных областях ведется главным образом по основному генетическому типу или комплексу типов осадочных образований. При переходе от одной области к другой наблюдаются парагенетические ассоциации и замещение одного типа осадконакопления другим. Это позволяет проводить прямые геологические корреляции между разными областями. По палинологическим данным намечаются климатические особенности выделенных стратиграфических подразделений в разных зонах и общий ход изменения климатических режимов в плейстоцене. Радиологические датировки и палеомагнитные данные контролируют возраст и служат целям увязки с общей шкалой плейстоцена.

Биостратиграфия плейстоцена Монголии разработана слабо. Известно лишь одно крупное местонахождение остатков млекопитающих нижнего плейстоцена — Налайха. В более десяти отдельных точках в основном северного сектора страны известны млекопитающие верхнепалеолитического комплекса, моллюски, остракоды, харовые и диатомовые водоросли. Стратиграфическое значение находок пока невелико. Палинологические исследования в последние 10 лет стали применяться более широко и на единой методической основе. Анализ большого фактического материала, собранного Е. М. Малаевой, потребовал его систематизации. Эта работа вызвала необходимость пересмотра некоторых ранее применявшихся приемов палеоботанических реконструкций и сложившихся представлений о характере и последовательности изменения растительности, флоры и климатических режимов плейстоцена в регионе.

**Материалы и структура книги.** Материалы, положенные в основу этой книги, собраны сотрудниками разных организаций в 60—80-х годах, поэтому авторский коллектив оказался большим. Учены материалы геологических съемок Мингео СССР и Мингео МНР (Ю. Л. Иванов, В. Н. Лопатин, Т. Семейхан), данные других исследователей, частично опубликованные. Отметим работу сотрудников ВНИИЗарубежгеологии Мингео СССР (Н. Б. Глуховская, В. Э. Мурзаева, И. П. Сырнев, В. И. Коноплева и др.) по составлению региональных карт и в области тематических исследований. Работы, проводимые в рамках Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР (Е. В. Девяткин, В. С. Зажигин, Е. М. Малаева, Н. А. Корина и др.), были направлены главным образом на разработку общих стратиграфических и палеогеографических проблем позднего кайнозоя, использование новых методик, детальное изучение опорных разрезов, обобщение имеющихся материалов с целью создания детальной стратиграфической схемы плиоцена и плейстоцена.

Методика полевых исследований огромной (более 1,5 млн км<sup>2</sup>) территории Монголии была довольно специфичной. В разных структурно-геоморфологических районах выбирались характерные опорные участки с наиболее представительными и полными разрезами. На участках отрабатывалась стратиграфия, проводилось картирование в крупном масштабе, и в дальнейшем материалы использовались как эталонные для всего района.

Книга состоит из нескольких крупных разделов. Первая глава посвящена результатам изучения опорных разрезов верхнего плиоцена и их биостратиграфии. Впервые выделены комплексы фауны мелких млекопитающих и проведена их корреляция с соответствующими комплексами сопредельных районов юга Западной Сибири и Забайкалья. Во второй главе рассмотрены методические вопросы палинологического изучения позднекайнозойских отложений Монголии. Подчеркнем, что методические аспекты, во многом определяющие объективность результатов подобных работ, в области палеоботанических реконструкций ранее были разработаны крайне слабо — не только для Монголии, но и для юга Восточной Сибири, и это приводило к неправильным палеоклиматическим интерпретациям. Третья глава — региональное описание распространения, литолого-фациальных особенностей и стратиграфии верхнеплиоценовых и плейстоценовых осадков. Четвертая и пятая главы посвящены основным закономерностям эволюции растительности в позднем кайнозое. В шестой главе рассмотрены вопросы внутрорегиональной и межрегиональной корреляции, дана оценка разным методам корреляции, отмечены сильные и слабые их стороны, пространственный масштаб и геохронологическая точность. Приоритет при корреляции событий плейстоцена отдается климатостра-

тиграфическим методам на базе геохронологических данных. Такая климатостратиграфическая корреляция как в пределах Монголии, так и в широком, внутриазиатском плане ставит много проблем стратиграфического и палеогеографического характера. Из них отметим следующие: 1) корреляционные соотношения ископаемых пыльцевых флор и климатических фаз в ритме оледенение—межледниковье; 2) корреляция двух принципиально различных климатостратиграфических схем — ледниковой и внеледниковой зон, и в частности соотношения оледенений и межледниковий с плювиалами и аридами; 3) перигляциальные условия в семиаридной зоне Внутренней Азии и изменчивость ландшафтов в плейстоцене.

Авторы выражают глубокую благодарность А. Л. Яншину, Н. С. Зайцеву и Н. А. Флоренсову, постоянно проявлявшим интерес к работам по позднему кайнозою Монголии и во многом способствовавшим их проведению. Особенно признательны авторы Н. А. Логачеву, неоднократно обсуждавшему с ними поднимаемые в книге проблемы.

Настоящая монография рассматривается как вклад советских и монгольских исследователей в работу международной подкомиссии ИНКВА по стратиграфии плейстоцена Азии и Пацифики.

## ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА И ИХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (ПО МЛЕКОПИТАЮЩИМ)

### ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА

Верхнеплиоценовые отложения в Монголии распространены очень широко. В прибрежных частях долин это преимущественно склоновые осадки — буроцветные глины и алевроиты, щепнистые суглинки. В долинах рек они замещаются песчано-гравийно-галечными аллювиальными отложениями, а во впадинах — глинистыми и алевроито-песчаными озерными осадками. Общими чертами верхнеплиоценовых отложений Монголии являются их буроцветность, проявляющаяся в разных фациях, присутствие значительного количества выветрелого обломочного материала, наличие погребенных почв.

Палеонтологически охарактеризованные и датированные по фауне млекопитающих разрезы верхнеплиоценовых отложений обнаружены в различных регионах Монголии.

В Центральной Монголии (Долина Озер) верхнеплиоценовые отложения развиты в долинах рек, стекающих с Хангая. Они представлены бурьми, хорошо окатанными галечниками с прослоями песков, алевроитов и глин свиты туин-гол [Девяткин, 1970]. В этих отложениях на р. Туин-Гол обнаружены остатки *Equus* sp. [Berkey, Morris, 1927], а также *Pentalophodon* cf. *sinensis*, *Dicerorhinus* cf. *etruscus*, *Hipparion houfenense* [Девяткин, 1981], позволяющие датировать свиту туин-гол поздним плиоценом.

В Северо-Западной Монголии (Котловина Больших Озер) к верхнему плиоцену обычно относили палеонтологически не охарактеризованные буроцветные пролювиальные отложения свиты туин-гол [Девяткин, 1970, 1981]. Фаунистические доказательства наличия верхнеплиоценовых образований получены здесь совсем недавно. В долине нижнего течения р. Дзэбхан в цоколе плейстоценовых террас обнажаются аллювиальные ожелезненные пески, гравийники и галечники, залегающие в эрозионных ложбинах на поверхности ниже-среднеплиоценовой свиты киргис-нур. В 1977—1978 гг. в нижней части этого аллювия обнаружено два местонахождения остатков млекопитающих позднелиоценового возраста [Девяткин и др., 1984]. Из местонахождения Дзагсо-Хайрхан-3 происходят остатки крупных млекопитающих *Eucladoceros* sp., *Nyctereutes* cf. *megastoides*, а из Дзагсо-Хайрхан-1 — остатки мелких млекопитающих *Ochotona* sp., *Murinae* gen?, *Promiomys* ex gr. *stehlini*. Вся фауна в целом позволяет относить вмещающие ее отложения к нижнему виллафранку.

Наиболее широко верхнеплиоценовые отложения распространены в Северной Монголии [Девяткин, Зажигин, 1974; Корина, 1974]. В отличие от довольно грубообломочных осадков Монгольского Алтая и Долины Озер [Девяткин, 1970] верхнеплиоценовые отложения низовьев рек Селенги и Орхона представлены менее грубообломочными разновидностями пород, чередующимися в разрезе с буроцветными алевроитами, песками и глинами, реже — с буроцветными гравийниками и галечниками. Их приуроченность к древнему овражно-балочному рельефу межгорных впадин и к долинам рек хорошо прослеживается в Орхон-Селенгинском понижении. Подобное соотношение верхнеплиоценовых отложений с рельефом установлено и для смежных районов СССР — Прибайкалья и Забайкалья [Логачев и др., 1964; Базаров, 1968; Равский, 1972].

В долинах Селенги и Орхона изучено много естественных разрезов и обнаружено большое количество местонахождений остатков млекопитающих, преимущественно мелких. Впервые фаунистическая характеристика верхнеплиоценовых отложений Северной Монголии была получена для группы разрезов в нижнем течении Орхона и Селенги

[Зажигин и др., 1973; Девяткин, Зажигин, 1974] — Шамар, Бурал-Обо, Шара-Манхатай. В 1978—1981 гг. в среднем течении р. Орхон была открыта и всесторонне изучена еще одна группа разрезов бурецветных отложений — Орхон-1, Орхон-2 [Девяткин, Смелов, 1979; Девяткин, Зажигин, Малаева, 1982; Иванова и др., 1980].

### Разрез Орхон-1

Наиболее полный разрез бурецветных отложений Северной Монголии — Орхон-1. Он расположен на правом берегу р. Орхон в 6,5 км ниже моста у сомона Орхон в овраге, расчленяющем обрывистый берег. Здесь на правом борту в верховье правого отрога оврага хорошо выражена цокольная терраса р. Орхон высотой 60—70 м у бровки и 90—100 м у тылового шва. Осадочные отложения разреза Орхон-1 (рис. 1, а; 2) в данном месте представлены (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Почва светло-серая, слабогумусированная . . . . .	0,5
2. Суглинок палево-серый (лёссовидного типа), неясно-наклонно-слоистый, щебнистый, карбонатный. Эти делювиально-пролювиальные отложения спускаются от коренного склона на поверхность террасы, изменяя мощность. В нижней части слоя 2 обнаружены остатки грызунов плейстоценового возраста. Первый фауноносный горизонт . . . . .	2—0,5
3. Погребенная почва темно-серая, почти черная, сильногумусированная, с норами грызунов, с постепенным нижним контактом . . . . .	0,3—0,5
4. Песок серовато- и буровато-желтый, полимиктовый, мелко- и среднезернистый, горизонтально-слоистый, с прослоями темно-серых глин. Встречаются раковины пресноводных моллюсков. Остатки грызунов обнаружены в верхней и нижней частях слоя 4, где образуют значительные скопления. В верхней части они иногда встречаются в ископаемых норах. Второй фауноносный горизонт . . . . .	3—4
5. Щебень базальтов, заключенный в плотном разнозернистом песке . . . . .	0,6
6. Галечник полимиктовый, средне- и слабоокатанный. Заполнитель — светло-бурый суглинок. Прослеживается неясная субгоризонтальная слоистость со слабым наклоном к долине Орхона. Нижний контакт резкий, неровный. Встречаются раковины моллюсков, а в гравийно-глинистых линзах — остатки мелких млекопитающих. Третий фауноносный горизонт . . . . .	3—5
7. Суглинок темно-бурый, плотный, с оскольчатым изломом, жирный на ошупь, с редкой выветрелой щебенкой. Нижний контакт четкий, наклоненный вниз по оврагу . . . . .	1
8. Пачка щебнисто-глинистых (в верхней части) красновато-бурых пород и щебнисто-глыбового материала с суглинистым заполнителем (в нижней части слоя). Слоистость четкая, наклоненная от коренного склона (до 15°) в сторону реки. В составе обломков существенно преобладает материал с коренного склона . . . . .	12—15
9. Глыбовый горизонт, состоящий из пород коренного склона и обломков неогеновых базальтов. Обломки крупные (до 1 м), округлые, пузырчатые, с характерной коркой остывания; некоторые из них напоминают вулканические бомбы. Горизонт слабо наклонен в сторону коренного склона . . . . .	до 2,5
Вниз по оврагу, где обнажается поток неогеновых базальтов, этот горизонт закрыт обвалами и осыпями и его прямого соотношения с базальтами не видно. Однако если продолжить линию залегания глыбового горизонта в сторону базальтов, то видно, что она выходит на их поверхность, имеющую здесь также наклон в сторону коренного склона, как и у глыбового горизонта. Базальты и глыбовый горизонт образуют единую поверхность, свидетельствующую, что осадки слоя 8 формировались после излияния и частичного разрушения базальтов.	
10. Пачка бурого и серовато-бурого щебнисто-глыбового материала с суглинистым заполнителем, с гравийно-песчаными и дресвяно-суглинистыми линзами. Отмечается отчетливая полого наклоненная (до 15°) в сторону коренного склона слоистость . . . . .	видимая до 6
Несколько ниже по оврагу на отложения слоя 10 налегает поток базальта. Нижняя часть разреза в данном месте закрыта, но хорошо обнажена в приустьевой части оврага, где между покровом базальтов (мощностью 15—20 м) и ложем коренного цоколя террасы прослеживаются отложения древнего аллювия.	
11. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, полимиктовый, алевритистый, плотный, карбонатный, прослоями и пятнами железненный, в верхней части неравномерно-щебнистый, с черной коркой закалывания (0,2 м) . . . . .	до 3

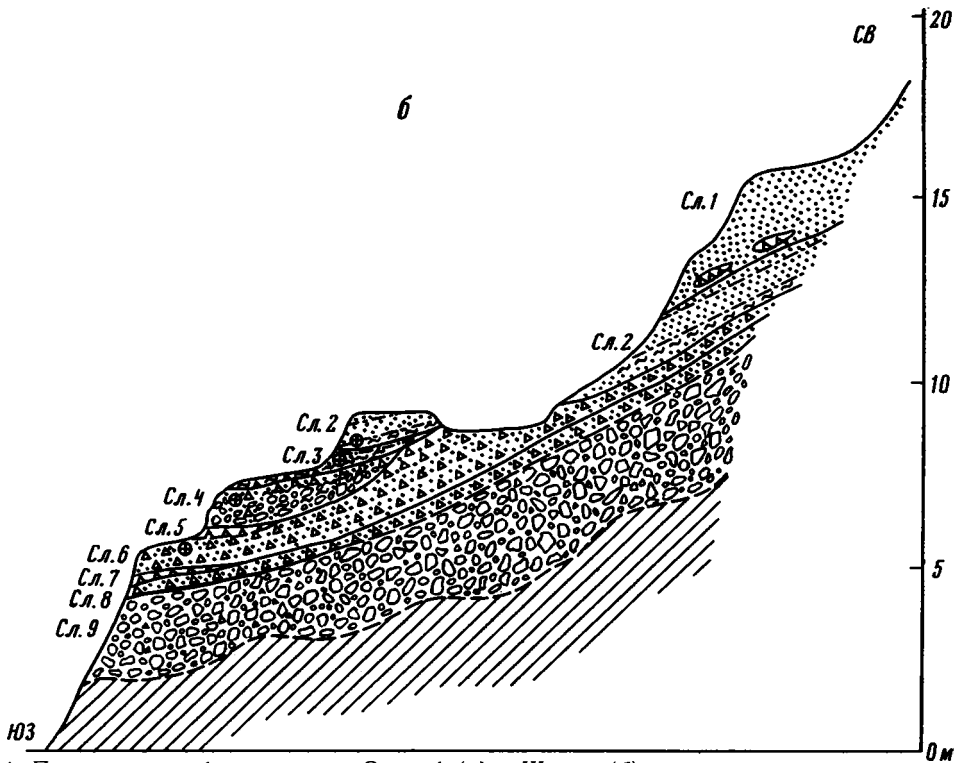
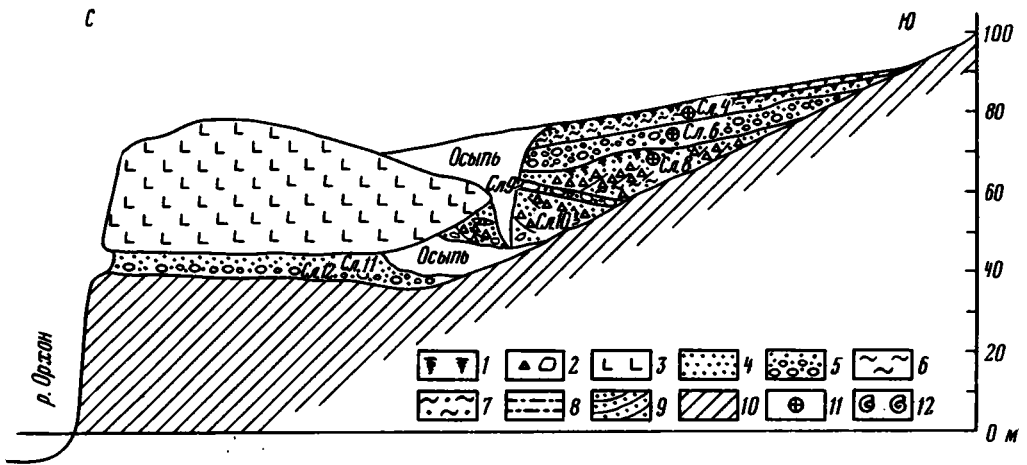


Рис. 1. Поперечные профили разрезов Орхон-1 (а) и Шамар (б)

1 — современная и погребенная почвы; 2 — щебень, глыбы; 3 — базальты; 4 — песок; 5 — гравий, галька; 6 — глина; 7 — суглинок; 8 — алевроит; 9 — косая слоистость; 10 — коренные породы; 11 — местонахождения остатков мелких млекопитающих; 12 — местонахождения малакофауны.

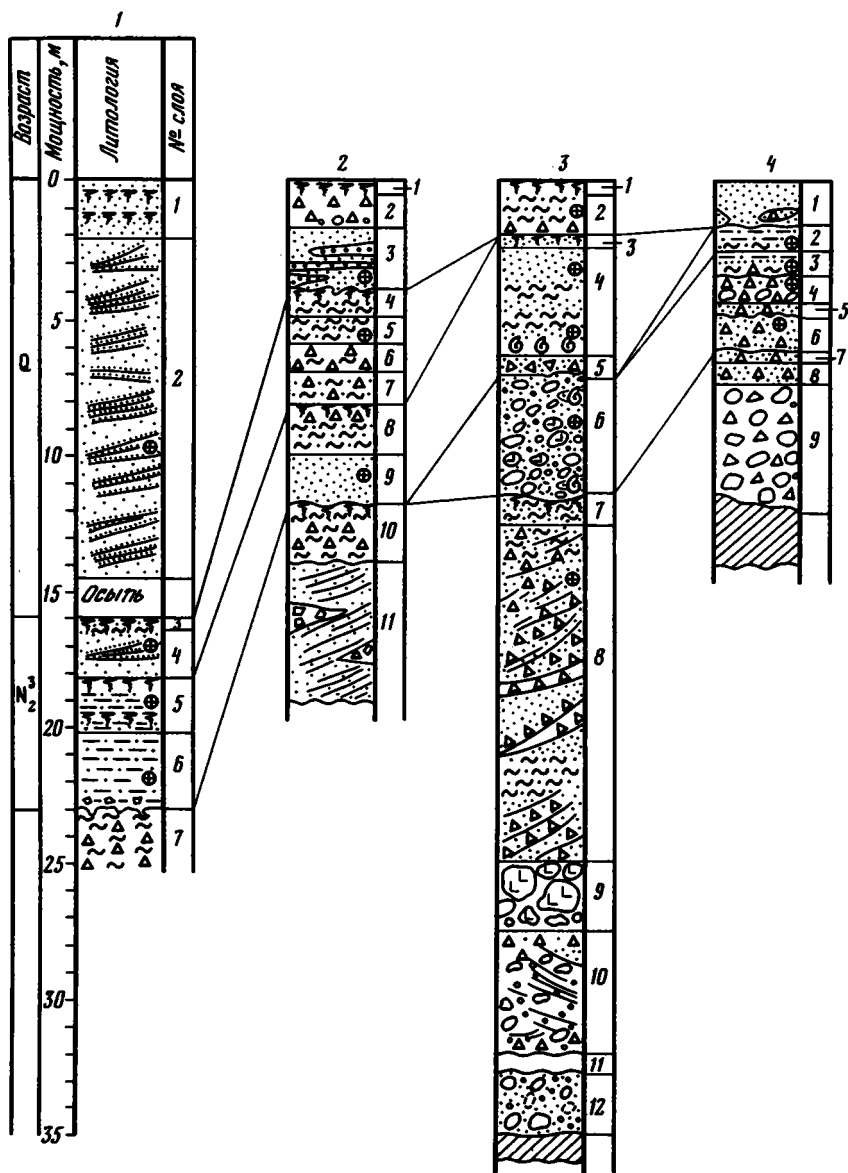


Рис. 2. Корреляция разрезов верхнего плейстоцена Северной Монголии

Разрезы: 1 — Бурал-Обо, 2 — Орхон-2, 3 — Орхон-1, 4 — Шамар. Условные обозначения см. на рис. 1.

Мощность, м

12. Галечник крупный, хорошо окатанный, с валунами (до 0,5 м). Заполнитель — желтовато-серый мелкозернистый полимиктовый песок. Отмечается значительная степень выветрелости обломочного материала. Залегает по четкому неровному контакту на коренных породах . . . 3—4

В описанном разрезе буроцветные отложения представлены несколькими пачками, одна из которых (слой 10) явно отложилась до излияния базальтов. Соотношение лежащей выше пачки буроцветов (слой 8) и базальтов решалось не однозначно. В. И. Коноплева и В. Э. Мурзаева считают, что отложения слоя 8 (или пачка 5, по Н. Г. Ивановой и др. [1980]) «в основном добазальтовые». Однако прямого соотноше-

ния базальтов и слоя 8 названные исследователи не обнаружили. В приведенной здесь интерпретации разреза, равно как и в предыдущей работе [Девяткин и др., 1982], показано, что осадки слоя 8 могли отложиться после излияния базальтов. Положение глыбового горизонта (слой 9), кстати не отмеченного в работе Н. Г. Ивановой и др., и наличие в нем валунов неогеновых базальтов свидетельствуют об отложении слоя 8 после излияния и частичного разрушения базальтового потока (см. рис. 1, а).

В разрезе Орхон-1 остатки мелких млекопитающих и пресноводных и наземных моллюсков встречены на разных стратиграфических уровнях. Все они найдены выше потока базальтов.

**Местонахождение фауны Орхон-1А** (верхняя часть слоя 8) — самое древнее в Северной Монголии. Здесь определены остатки *Eginaceus* sp., *Sorex* sp., *Apourosorex* sp., *Hypolagus* sp., *Ochotona* sp., *Sciuridae* gen?, *Apodemus* sp., *Micromys* sp., *Kowalskia* cf. *magna* Falh., *Mesocricetus* cf. *primaevus* Sen, *Cricetulus* sp., *Microtodon* cf. *progressus* Zzh., *Prosiphneus* ex gr. *ericksoni* Schlos.

Наличие рядов *Kowalskia*, *Microtodon* и арханские формы *Mesocricetus* и *Prosiphneus* указывают на среднеплиоценовый возраст отложений слоя 8.

Ранее [Девяткин и др., 1982] отложения слоя 8 относили к верхнему плиоцену. Первые фаунистические сборы были малочисленны и не давали возможности датировать эти отложения палеонтологическим методом, а базальты, подстилающие отложения слоя 8, имели радиологические датировки. Для нижнего прослоя базальтов был определен возраст  $6,2 \pm 0,5$  млн лет, а для верхнего —  $3,1 \pm 0,2$  млн лет [Габуния и др., 1975; Девяткин, Смелов, 1979]. Следовательно, все отложения, залегающие выше базальтов, считались моложе 3,1 млн лет. Датировка 3,1 млн лет предполагает нахождение в отложениях слоя 8 остатков млекопитающих виллафранкского фаунистического этапа, для ранней стадии которого в Западной Европе имеются радиологические датировки 3,3 и 3,1 млн лет [Бут, 1972]. Фауна, остатки которой происходят из слоя 8, принадлежит к более древнему этапу развития млекопитающих Палеарктики и относится к русцинию. Поэтому можно считать радиологическую датировку 3,1 млн лет для верхнего потока базальтов неверной. Эта ошибка повлияла на интерпретацию разреза Орхон-1, а также некоторых других разрезов с относительно более молодой фауной (в частности, местонахождение Идэр).

**Местонахождение фауны Орхон-1Б** (слой 6) принадлежит к первой половине позднего плиоцена — раннему виллафранку. Из слоя 6 происходят остатки *Leporinae* gen? (*Hypolagus?* sp.), *Ochotona* sp., *Cricetus?* sp., *Cricetulus* ex gr. *migratorius*, *Villanyia eleonora* Erb., *Mimomys* ex gr. *hintoni-coelodus*, *Prosiphneus* sp., *Lemminae* gen? (*Synaptomys?* sp.).

Морфологическая характеристика видов *Villanyia* и *Mimomys* указывает на идентичность этой фауны с фауной самого богатого в Монголии местонахождения Шамар, которое по многим группам крупных млекопитающих датировано началом позднего плиоцена — ранним виллафранком [Сотникова, 1980; Вислобокова, 1983].

В гравийно-галечных отложениях слоя 6 также найдены раковины пресноводных моллюсков из семейства *Rachytilidae*, обнаруженного в Монголии только в этом местонахождении [Попова, 1978].

**Местонахождение фауны Орхон-1В** обнаружено в верхней части отложений высокой террасы (слой 4). Остатки мелких млекопитающих, найденные на разных уровнях слоя 4, принадлежат к единому комплексу млекопитающих. Отсюда определены *Sorex* sp., *Leporinae* gen? (*Hypolagus?* sp.), *Ochotona* sp., *Chardinomys* cf. *sibiricus* (Erb.), *Sicista* cf. *plioaenica* Erb., *Cricetulus* sp., *Villanyia orchenensis* sp. nov., *Mimomys* ex gr. *hintoni-coelodus*, *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* Teilh. Геологический возраст этой фаунистической ассоциации устанавливается по уровню развития видов *Villanyia*, *Mimomys*, *Prosiphneus* в пределах первой половины позднего плиоцена. Она несколько моложе, чем фауна из слоя 6, но не моложе средневиллафранкских фаун.

В нижней части аллювиальных отложений слоя 4 встречаются многочисленные раковины пресноводных моллюсков [Девяткин и др., 1982].

**Местонахождение фауны Орхон-1Г** происходит из покровных отложений. В нижней части палео-серых суглинков слоя 2 обнаружены остатки *Allactaga* sp., *Ellobius* (*Ellobius*) sp., *Microtus* (*Microtus*) sp. Возраст этой ассоциации пока можно определить лишь в широких пределах. Присутствие *Microtus* и уровень развития *Ellobius* свидетельствуют о ее плейстоценовом возрасте.

### Разрез Орхон-2

Другой многослойный разрез буроцветных отложений с позднеплиоценовой фауной мелких млекопитающих исследован на левом берегу р. Орхон (Орхон-2). Здесь плиоценовые отложения представлены пролювиально-делювиальными осадками — бурыми щепнистыми суглинками с прослоями и линзами гравия и мелкого щебня. Эти отложения, достигающие мощности 20—25 м, слагают пологонаклонный шлейф, покрывающий склон коренного берега р. Орхон. В разрезе отмечены погребенные темно-бурые почвы, разделяющие плиоценовые осадки на три пачки.

Разрез Орхон-2 расположен на левом берегу р. Орхон в 3 км ниже по течению разреза Орхон-1. Здесь по правому борту в верховье самого большого сайра обнажаются (см. рис. 2) (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Почвенно-растительный слой	0,3
2. Щебно-глыбовый белесый горизонт с деформированной слоистостью	1—2
3. Песок горизонтально- и наклонно-слоистый с прослоями мелкого гравия, светло-бурый, сверху более светлой, а внизу темной окраски. На невыветрелой поверхности видна четкая слоистость из-за чередования прослоев песка и гравия. Нижняя граница резкая, неровная	до 3
4. Глина и суглинок бурые, неслоистые, с мелкой неокатанной щебенкой, довольно выветрелой. Вероятно, это слабо выраженная ископаемая почва	0,8—1
5. Суглинок бурый, неслоистый, пятнами карбонатизированный (стяжения до 10—15 см в диаметре). Встречаются кости мелких млекопитающих (первый фауноносный горизонт)	0,5—1,5
6. Щебнистый горизонт, плотный, горизонтально-слоистый, с прослоями глин	до 1
7. Щебень неокатанный, с бурым суглинком в заполнителе, с неясной слоистостью	1—1,2
8. Суглинок темно-бурый, неслоистый, с мелким выветрелым щебнем (ископаемая почва). Ниже переходит в карбонатизированный горизонт с пятнами карбонатных стяжений (0,5 м)	2
9. Песок слабоглинистый, с прослоями щебня. Встречаются кости мелких млекопитающих (второй фауноносный горизонт). В нижней части слоя обогащенность костями больше	до 2
10. Глина темно-бурая, плотная, неслоистая, с мелкой сильновыветрелой щебенкой (возможно, ископаемая почва), ниже переходит в горизонт карбонатизации	до 2,5
11. Песок со щебнем неясно-наклонно-слоистый	видимая до 5

В разрезе Орхон-2 остатки мелких млекопитающих обнаружены в верхней части буроцветных отложений (два уровня концентрации костей) и в перекрывающих их сероцветных суглинках. Нижняя пачка буроцветов осталась фаунистически не охарактеризованной.

**Местонахождение фауны Орхон-2А** приурочено к основанию средней пачки буроцветов (слой 9). Этот костеносный уровень четко прослеживается на расстоянии почти по всему обнажению. Здесь определены *Sorex* sp., *Proochotona* sp., *Ochotona* sp., *Chardipomys* sf. *sibiricus* (Erb.), *Micromys* sp., *Allactaga* sp., *Dipodidae* gen? (*Scirtopoda*? sp.), *Cricetulus* sp., *Villanyia orchonensis* sp. nov., *Mimomys* ex gr. *hintoni-coelodus*, *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* Teilh. Эта ассоциация мелких млекопитающих идентична по видовому составу и возрасту ассоциации из местонахождения Орхон-1 В (слой 4).

**Местонахождение фауны Орхон-2Б** происходит из верхней пачки буроцветов. Здесь определены *Ochotona* sp., *Allactaga* sp., *Dipodidae* gen? (*Scirtopoda*? sp.), *Cricetulus* sp., *Villanyia* cf. *chinensis* (Korm.), *Prosiphneus* ex gr. *praetigi* Teilh. Эта ассоциация мелких млекопитающих моложе предыдущей, что выражено не только в ее стратиграфическом положении, но и в уровне развития видов *Villanyia* и *Prosiphneus*. Точно определить ее геологический возраст сейчас трудно (см. булганский комплекс млекопитающих).



**Местонахождение фауны Орхон-2В** обнаружено в низах сероцветной пачки пролювиального щепнистого суглинки (слой 3). Сделана единичная находка (расташенный скелет, вероятно, одной особи *Myospalax* sp.), свидетельствующая о плейстоценовом возрасте этих отложений.

### Разрез Шамар

Разрез Шамар на останце Их-Бургэ в Северной Монголии стал известен с 1969 г. Раскопки фауны производились здесь с 1970 по 1975 г. Наиболее полно разрез был вскрыт в 1975 г. Ниже приведено его описание (см. рис. 1, б), составленное В. И. Жегалло (сверху вниз):

Мощность, м

1. Песок буровато-серый, слабоалевритистый, пятнисто окрашенный ожелезнением. В основании слоя имеются неправильной формы образования с «мусорным» заполнителем (несортированным щепнисто-песчано-глинистым материалом). Залегает на слое 2 с карманами размыва, текстурами затекания. Слой 1 повсеместно обтекает останец . . . . . видимая до 2

2. Преимущественно красновато-бурые песчано-алевритистые отложения, представленные тремя литологическими разновидностями. Нижняя часть слоя (0,7 м) — красновато-бурый алевритистый песок с тонкими (1—2 см) прослоями охристо-бурых алевритов; средняя (0,3 м) — буровато-серый глинисто-алевритовый песок с прослоями (до 3 см) глин; верхняя (0,5 м) — переслаивание желтовато-серого песка и желтовато-бурого песчанистого алеврита с линзами серого щепнистого песка. Остатки мелких млекопитающих встречены в нижней части слоя. Со слоем 3 связан постепенным переходом . . . . . 1,5

3. Переслаивание белесых, красновато-бурых и серых песков, песчанистых алевритов и глинистых разностей песков и алевритов. Нижняя часть слоя преимущественно глинистая, с большим количеством щебня. Глина коричневатая-бурая. Верхняя часть преимущественно песчанисто-алевритистая, с меньшим количеством щебня, преимущественно красноцветная. Наблюдаются текстуры затекания, оползания, скольжения, особенно хорошо заметные на границе из-за различия в цвете. Характерно присутствие карбонатных окатышей и отдельных карбонатных прослоев до 1 см толщины. Встречены разрозненные остатки крупных и мелких млекопитающих. Костный материал, как правило, обломан. Костей в естественном сочленении не обнаружено. Наибольшее количество костей грызунов обнаружено в базальной части слоя и приурочено к коричневатобурым глинам, затекающим в слой 4 . . . . . до 1

4. Глыбово-щепнистые отложения преимущественно с песчано-алевритовым заполнителем. Нижняя часть слоя сложена преимущественно глыбами и щебнем; обломочный материал (гранодиориты и слюдястые сланцы) слабыветрелый. В верхней части встречаются остатки мелких млекопитающих . . . . . до 1,5

5. Песок серый, мелко- и среднезернистый, с тонкими прослоями темно-серых алевритистых песков и глин. Содержит обломки тальково-хлористых сланцев, перемытых из слоя 6. На слое 6 залегают с карманами размыва. Обнаружено большое скопление крупных млекопитающих. Встречаются блоки костей в естественном сочленении. Кости покрыты карбонатной коркой . . . . . до 0,5

6. Щепнистые отложения с преобладанием обломков тальково-хлористых сланцев. Заполнитель — мелкие остатки талка и песок. По поверхности обломков развиты охристо-желтые пятна ожелезнения. Залегает с резкой границей и размывом на слоях 7 и 8, в некоторых местах среза слой 7 полностью. Встречаются разрозненные кости млекопитающих . . . . . до 2

7. Щебень с песчано-алевритовым заполнителем, отличается от нижележащего слоя меньшей ожелезненностью . . . . . до 0,3

8. Щебень (средний размер 3—4 см) с песчано-алевритовым заполнителем. Все обломки сильноветрелые, с ржавыми пятнами окислов железа на поверхности. Ожелезнение наблюдается также вокруг отдельных обломков в заполнителе . . . . . до 0,6

9. Глыбово-щепнистые отложения элювиального и элювиально-склонового генезиса, развитые на выветрелой поверхности гранодиоритов и тальково-хлористых сланцев . . . . . до 5

Слой 2—9 относится к плиоцену, слой 1 предположительно датирован средним—поздним плейстоценом.

**В местонахождении Шамар** остатки мелких млекопитающих обнаружены в слоях 6, 4, 3, 2. Все находки включены в единый комплекс и рассматриваются в составе одного местонахождения.

В слое 6 обнаружены единичные остатки *Ochotonoides* cf. *complicidens* Boule et Teilh. В слое 4 также мало остатков мелких млекопитающих — *Erinaceus* sp., *Ochotonoides* cf. *complicidens*, *Cricetulus* sp., *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* Teilh.

По присутствию *Ochotonoides* cf. *complicidens* оба слоя датированы поздним плиоценом.

Наибольшее количество остатков разнообразных видов насекомоядных, зайцеобразных и грызунов происходит из слоев 3 и 2. Видовой состав их близок. Почти все виды входят в состав позднплиоценового чикойского комплекса млекопитающих [Вангенгейм и др., 1966; Базаров и др., 1976]. Подробнее о геологическом возрасте этого комплекса будет сказано ниже.

### Разрез Бурал-Обо

Другой разрез буроцветных отложений, развитых в районе станции Шамар — Бурал-Обо (или Шамар-2, по Е. В. Девяткину). Этот многослойный разрез надстраивает шамарские буроцветы, как и Орхон-2 надстраивает разрез Орхон-1. Разрез Бурал-Обо (см. рис. 2) находится на правом берегу р. Орхон несколько выше по течению от обнажения Шамар:

Мощность, м

1. Песок тонкозернистый, пылеватый, желтовато-серый, однородный. На глубинах 0,4—0,6 и 1,1—1,5 м наблюдаются прослои погребенных почв — пористые, более темноокрашенные и более плотные, слабогумусированные, с корнями растений. Нижний горизонт карбонатизирован по корням, норам грызунов и имеет ячеистую поверхность и столбчатую отдельность. Переход к нижележащему слою постепенный . . . . . 2

2. Песок желтовато-серый, мелко- и тонкозернистый, неясно-косослоистый, с прослоями (1—3 см) желтых мелкозернистых, хорошо отмытых сыпучих песков. Мощность прослоев желтовато-серого песка до 10—15 см. На свежей стенке расчисток видна четкая ритмичность. Местами слоистость ленточного типа (0,3—0,5 см). Изредка встречаются пятна ожелезнения. На глубине 7 м прослой (до 1 м) серых песков, тонкозернистых, с многочисленными пятнами ожелезнения и мелкими карбонатными включениями. Эти пески более плотные и дают склон большей крутизны, чем вышележащие. Еще более плотный горизонт карбонатизированных песков наблюдается на глубине 9,2—10,8 м. Эти пески тонко- и мелкозернистые, тонкослоистые, дают мелкую плейчатость в выветрелой стенке из-за разной степени карбонатизации слоев. Ниже — снова более рыхлые пески. На поверхности слоя встречаются остатки грызунов . . . . . 12,5

Верхняя поверхность нижележащих буроцветов вправо по разрезу на глубине 16 м образует четкую ступень, горизонтальную и тоже, вероятно, связанную с разработкой карьера, но явно совпадающую с кровлей буроцветных отложений.

Мощность, м

3. Алеврит красно-бурый, песчаный, очень плотный, карбонатизированный, неслоистый (ископаемая почва), постепенно переходящий в горизонт карбонатизации . . . . . 0,4

4. Песок красновато-серый и желтовато-бурый, мелко- и тонкозернистый, полимиктовый, карбонатизированный, пылеватый, слюдястый, с многочисленными точечными включениями окислов марганца. В верхней части отбеленные пятна и затеки карбонатов. Карбонаты также развиты по ходам животных и растений. Участками видна неясная линзовидная горизонтальная слоистость, обусловленная наличием расслоенной древесины и многочисленных костей лягушек. В верхней части слоя видны ископаемые норы грызунов, заполненные отложениями слоя 3. Остатки мелких млекопитающих встречаются в прослоях с остатками лягушек и небольшими скоплениями (часто блоками с естественным сочленением костей) по всему слою . . . . . 2

5. Чередование прослоев красно-бурых, сильно карбонатизированных плотных глинистых алевритов с более светло окрашенными прослоями песчаных алевритов. Глинистые алевриты имеют очень нечеткие нижние границы и напоминают ископаемые почвы. Редкие остатки мелких млекопитающих в разрозненном состоянии и в скелетном залегании встречены в верхнем прослое песчанистого алеврита . . . . . 2

6. Алеврит буровато-серый, песчаный, плотный, хорошо держит вертикальную стену, с мелкими дендритами марганца и включениями карбонатов, точечных, удлиненных и тонкорасеянных. При обработке порода отслаивается параллельно стенке. Контакт с нижележащим слоем четкий, волнистый, с карманными затеками. В зоне контакта встречается рассеянная щебенка (2—3 см) темных пород с рубашкой карбонатов. Остатки мелких млекопитающих, часто в скелетном залегании, встречаются по всему слою . . . . . 3

7. Глина красно-бурая, плотная, вязкая, с примесью щебенки (1—3 см) и гравия со следами слабой окатанности. На обломках коренных пород карбонатная рубашка толщиной до 1 мм. Слой разбит тонкими трещинами, выполненными алевритами слоя 6. Вниз по слою увеличивается примесь песка и бобовин марганца . . . . . видимая 10

В разрезе Бурал-Обо выделяется несколько пачек разновозрастных отложений. Слои 1, 2 представляют собой аллювиальные отложения среднего—верхнего плейстоце-

на. В нижней части слоя 2 (на поверхности) обнаружены остатки *Microtus* (*Lasiopodomys*) cf. *brandti* Radde, свидетельствующие об их плейстоценовом возрасте. Слои 3—6, составляющие три пачки буроцветов, относятся к верхнему плиоцену. Возраст нижних глин (слой 7) не ясен; остатки млекопитающих в них не найдены.

**Местонахождение фауны Бурал-Обо-А** обнаружено в нижней пачке буроцветных отложений (слой 6). Отсюда определены *Scaptochirus* cf. *primaevus* Schlos., *Ochotona* sp., *Chardinomys* cf. *sibiricus* (Erb.), *Micromys* sp., *Cricetulus* cf. *barabensis* Pall., *Villanyia orchonensis* sp. nov., *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* Teilh., *Synaptomys* cf. *mongoliensis* sp. nov. Возраст этой фауны — поздний плиоцен, она несколько моложе шамарской.

**Местонахождение фауны Бурал-Обо-Б** происходит из средней пачки буроцветных отложений (слой 5). Здесь найдены *Hypolagus* sp., *Ochotona* sp., *Cricetulus* cf. *barabensis* Pall., *Villanyia orchonensis* sp. nov.

**Местонахождение фауны Бурал-Обо-В** обнаружено в верхней пачке буроцветов (сл. 4). Здесь определены *Beremendia* sp., *Shikamainosorex* sp., *Ochotona* sp., *Cricetulus* cf. *barabensis* Pall., *Villanyia* cf. *chinensis* (Korm.), *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* Teilh. Уровень развития зубов рода *Villanyia* показывает, что эта фауна несколько моложе фаун из нижележащих слоев. Уточнение геологического возраста связано с теми же трудностями, что в случае с фауной из верхней пачки буроцветов разреза Орхон-2 (см. булганский комплекс млекопитающих).

### КОМПЛЕКСЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПЛИОЦЕНА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Фаунистические данные, полученные из четырех наиболее полных разрезов буроцветных отложений Северной Монголии (Орхон-1, Орхон-2, Шамар, Бурал-Обо), позволяют охарактеризовать историю развития фауны мелких млекопитающих этого региона Центральной Азии в среднем—позднем плиоцене. В этот интервал времени здесь существовало по крайней мере четыре комплекса млекопитающих.

**Орхонский комплекс млекопитающих** — самая древняя плиоценовая фауна Северной Монголии — известен из местонахождения Орхон-1А (разрез Орхон-1, слой 8). Ранее считалось, что его остатки происходят из верхнеплиоценовых отложений, поэтому необходимо охарактеризовать комплекс достаточно подробно. Сейчас он представлен 13 родами насекомоядных, зайцеобразных и грызунов — Insectivora: *Erinaceus* sp., *Sorex* sp., *Anourosorex* sp.; Lagomorpha: *Hypolagus* sp., *Ochotona* sp.; Rodentia: Sciuridae gen?, *Apodemus* sp., *Micromys* sp., *Kowalskia* cf. *magna* Falh., *Mesocricetus* cf. *primaevus* Sen, *Cricetulus* sp., *Microtodon* cf. *progressus* Zash., *Prosiphneus* ex gr. *ericksoni* (Schloss.). Это сообщество мелких млекопитающих пока не имеет полных аналогов среди плиоценовых фаун Палеарктики, несмотря на то что большинство родов имеет очень широкое распространение. Свообразие этому сообществу придает ассоциация *Anourosorex*—*Kowalskia*—*Mesocricetus*—*Microtodon*—*Prosiphneus*.

Род *Kowalskia* Falh. явно европейского происхождения, где он известен с позднего миоцена и является характерным элементом среднеплиоценовых фаун Европы [Falnbusch, 1969]. В азиатской части СССР крупная форма рода известна из стратотипа павлодарской свиты — местонахождение Гусиный перелет [Зажигин, Зыкин, 1984]. Находки *Mesocricetus* в плиоцене Азии очень редки. Близкая к орхонской форма известна из позднего русциния (вторая половина среднего плиоцена) Турции (местонахождение Чальта [Sen, 1976]). В Греции (о-в Родос) этот род обнаружен в раннем русцинии [Bruijn, Dawson, 1970]. Род *Microtodon* широко известен в русцинийских местонахождениях Центральной Азии и юга Западной Сибири и является характерным представителем среднеплиоценовых фаун этой территории. Виды линии *M. atavus*—*M. progressus* определяют различные стадии русциния.

Уровень развития рода *Prosiphneus* (*P.* ex gr. *ericksoni*) также определяет возраст орхонской фауны в пределах среднего плиоцена. Эта форма более архаична, чем *P.* ex gr.

praetingi из самого древнего местонахождения позднеплиоценовой фауны Шамар (ранний виллафранк).

Все сообщество млекопитающих и изученный уровень развития отдельных его форм позволяют определенно относить орхонскую фауну к русцинийскому фаунистическому этапу и датировать ее средним плиоценом. О ее месте внутри русциния можно судить по *M. cf. progressus* и *P. ex gr. ericksoni*. Это более прогрессивные формы родов, чем те, которые обнаружены в самых ранних русцинийских фаунах Центральной Азии (местонахождения в пачке А свиты хиргис-нур) и юга Западной Сибири (местонахождения Новая Станица, Черлак). *M. progressus* широко распространен в верхней части свиты хиргис-нур Котловины Больших Озер, где он встречается вместе с архаичными центральноазиатскими полевыми [Девяткин и др., 1984]. Отсутствие полевок в орхонской фауне затрудняет ее точное сопоставление с другими среднеплиоценовыми фаунами. Возможно, она характеризует неизвестный ранее интервал среднего плиоцена и может быть помещена близ границы раннего и позднего русциния.

Более молодые фауны млекопитающих из исследованных местонахождений в бурецкой серии осадков относятся к позднему плиоцену и характеризуют различные стадии виллафранкского фаунистического этапа. Самые древние позднеплиоценовые фауны Монголии происходят из местонахождений Дзагсо-Хайрхан-1,-3, Орхон-1Б, Шамар. Местонахождения Северо-Западной Монголии несут сравнительно мало фаунистической информации (см. начало главы) и пока лишь указывают на наличие некоторых форм млекопитающих в начале позднего плиоцена (раннего виллафранка) в данном регионе Центральной Азии.

**Чикойский комплекс млекопитающих** — самая древняя фауна позднего плиоцена Монголии. Информация о фаунистическом составе самого богатого местонахождения комплекса Шамар поступает уже более 10 лет. Список фауны Шамара составлен по работам М. В. Сотниковой [1976, 1980] — хищники, В. И. Жегалло [1978] — гиппарионы, Е. Л. Дмитриевой [1977] — газели, И. А. Вислобоковой [1983] — олени, М. Б. Борисоглебской [1981] — примат; определения насекомоядных выполнены А. А. Гуреевым, зайцеобразных и грызунов — В. С. Зажигиным.

В настоящее время из местонахождения Шамар известно 36 форм млекопитающих — Insectivora: *Erinaceus* (*Hemichinus?*) sp., *Beremendia* sp., *Soriculini* gen? (близкий к *Soriculus*), *Sorex* sp., *Neomys* sp.; Lagomorpha: *Hypolagus* sp., *Ochotonoides* cf. *complicidens* (Boule et Teilh.), *Ochotona* cf. *gromovi* Erb., *O.* cf. *intermedia* Erb., *O. minor* Erb.; Rodentia: *Sinocastor* cf. *zdanskyi* Young., *Allactaga* ex gr. *saltator* Eversm., *Sicista* *plioaenica* Erb., *Chardinomys* *sibiricus* (Erb.), *Micromys* sp., *Cricetulus* ex gr. *barabensis* Pall., *C.* sp., *Promiomys?* sp., *Miomys* ex gr. *hintoni-coelodus*, *Villanyia* (*Shamaromys*) *eleonora* Erb., *Synaptomys* *mogoliensis* sp. nov., *Prospiphneus* ex gr. *praetingi* Teilh.; Carnivora: *Nyctereutes* *megamastoides* (Pomel), *Mustela* sp., *Pannonictis* *pachygnatha* (Teilh. et Piv.), *Meles* *suillus* Teilh., *Hyaena* cf. *licenti* Pei, *Euriboas* cf. *lunensis* (Del Campana), *Felis* (*Lynx*) *shansius* Teilh., *F.* (*Puma*) sp., *Acinonyx* sp.; Perissodactyla: *Hipparion* *houfenense* Teilh. et Young — поздняя форма; *H. tschikoicum* Ivanjev; Artiodactyla: *Orchonoceros* *gromovi* Vislobokova, *Cazella* *sinensis* Teilh. et Piv.; Primates: *Presbytis* *eohanuman* Borisoglebskaja.

подавляющее большинство форм млекопитающих Шамара конспецифично с формами из местонахождения Береговая Западного Забайкалья — типового местонахождения чикойского комплекса млекопитающих. Наиболее точно о геологическом возрасте Шамара свидетельствуют представители хищных млекопитающих, имевших самые большие ареалы по сравнению с другими группами. Ассоциация *Pannonictis pachygnatha*—*Meles suillus* «служит стратиграфическим репером для раннего виллафранка Центральной Азии» [Сотникова, 1980, с. 145]. О принадлежности фауны Шамара к ранней стадии позднего плиоцена (раннего виллафранка) свидетельствуют и некоторые формы грызунов, хотя среди них пока не выявлены филетические линии, общие для средних широт Евразии. Уровни развития форм из родов *Villanyia*, *Miomys*, *Pro-*

siphneus очень близки к уровням развития этих родов из раннего виллафранка Европы и Западной Сибири.

Шамар всегда рассматривался как местонахождение с небольшим диапазоном возраста. Остатки крупных млекопитающих из различных слоев анализу не подвергались. Во всяком случае, ни в одной из публикаций о таком анализе не сообщается. Остатки мелких млекопитающих первоначально [Девяткин, Зажигин, 1974] были известны только из нижней части верхнего буроцветного слоя (низы слоя 2) в описанном здесь разрезе. Последующие раскопки показали присутствие остатков мелких млекопитающих в основном в слоях 2 и 3. Обработка новых сборов показала, что фауна из этих слоев имеет существенные различия как в соотношении остатков отдельных родов, так и в эволюционном развитии мимомисных полевок. В слое 3 очень много мышей, а в слое 2 резко преобладают полевки. Это не может быть связано с тафономией, но свидетельствует о различной палеоэкологической обстановке времени образования этих слоев. Об этом же свидетельствует и их различная окраска при общем генезисе.

В слое 3 уровень развития зубов *Villanyia* и *Mimomys* близок уровню развития зубов этих родов из самых древних ранневиллафранкских местонахождений Европы (Рембеллицы Крулевские-1) и Западной Сибири (р. Бетеке, селетинская свита). Эти формы *Mimomys* и *Villanyia* архаичнее, чем виды тех же родов в типовом местонахождении чикойского комплекса Береговая. В слое 2 все формы полевок практически идентичны по морфологии зубов полевок с Береговой.

Разрывы в морфологических признаках форм *Villanyia* и *Mimomys* из слоев 3 и 2 несколько меньше, чем между видами из кызыл-айгирского и подпуск-лябяжинского комплексов юга Западной Сибири (ранний и средний виллафранк). Поэтому пока условно можно считать фауну из названных слоев Шамара стадиями развития чикойского комплекса. Однако изменчивость полевок из слоев 3 и 2 по некоторым признакам не перекрывается, что, возможно, свидетельствует о перерыве в осадконакоплении между этими слоями. Это заставляет тщательно обработать фауну крупных млекопитающих по слоям.

В палеозоогеографическом аспекте фауна Шамара представляет собой смешение элементов, широко распространенных в Палеарктике, и центральноазиатских эндемиков. На родовом или подродовом уровне к центральноазиатским эндемикам относятся бобр *Sinocastor*, стефанодонтная мышь *Chardinomys* и *Villanyia* (*Shamatomys* subgen. nov.). *Chardinomys* и *V.* (*Shamatomys*) характерны для виллафранка Центральной Азии. Эволюция *V.* (*Shamatomys*) прослеживается по многим местонахождениям Монголии.

Из других местонахождений к чикойскому комплексу определенно можно отнести Орхон-1Б (разрез Орхон-1, слой 6), причем к ранней стадии комплекса, т. е. сопоставить с фауной из слоя 3. Возможно, к чикойскому комплексу относится и местонахождение Шара-Манхатай на левом берегу р. Селенги. Возрастными аналогами чикойского комплекса в Северо-Западной Монголии, вероятно, являются фауны из верхних частей разрезов Дзагсо-Хайрхан-1, -3.

В Западной Сибири возрастной аналог чикойского комплекса — кызыл-айгирский, местонахождения которого многочисленны в бассейнах рек Селеты и Бетеке.

**Бурал-обинский комплекс млекопитающих** происходит из местонахождений Бурал-Обо-А, Б, Орхон-1В, Орхон-2А. Скоррелировать эти фауны позволяет близкий уровень развития *Villanyia* (*Shamatomys*), *Mimomys* ex *hintoni-coelodus* и *Prosiphneus*. Некоторые различия в составе этих местонахождений можно объяснить особенностями ориктоценозов, свойственными различным генетическим типам отложений (см. состав по разрезам и табл. 1).

Фауны названных местонахождений сохраняют преемственность в развитии от предыдущего чикойского комплекса, новых элементов относительно мало (*Scirtopoda?*, *Proochotona*, *Scartochirus*). По-видимому, в Монголии вымирает род *Ochotonoides*. Его даже нет в Бурал-Обо-А, где пищухи составляют основной фаунистический фон. Многие роды, используемые для детальной стратиграфии, представлены здесь более прогрессивными формами, нежели в местонахождениях чикойского комплекса. Морфо-

Таблица 1

## Состав мелких млекопитающих бурал-обинского комплекса по местонахождениям

Состав бурал-обинского комплекса млекопитающих	Орхон-1В	Орхон-2А	Бурал-Обо-А	Бурал-Обо-Б
Insectivora				
Scaptochirus cf. primaevus Schloss.			+	
Sorex sp.	+	+		
Lagomorpha				
Hypolagus sp.	?			+
Proochotona sp.		+		
Ochotona sp.	+	+	+	+
Rodentia				
Chardinomys cf. sibiricus (Erb.)	+	+	+	
Micromys sp.		+	+	
Allactaga sp.		+		
Scirtopoda? sp.		+		
Sicista cf. pliocaenica Erb.	+			
Cricetulus cf. barabensis Pall.			+	+
C. sp.	+	+		
Villanyia (Shamaromys) orchonensis, sp. nov.	+	+	+	+
Mimomys ex gr. hintoni-coelodus	+	+		
Prosiphneus ex gr. praetingi Teilh.	+	+	+	
Synaptomys cf. mongoliensis, sp. nov.			+	

логические изменения по основным зубным признакам у *Mimomys*, *Villanyia* и *Prosiphneus* достигают достаточно высокой степени отличия от видов чикойского комплекса. Они примерно такие же, как между видами двух смежных комплексов в западном секторе Палеарктики (например, между формами кызыл-айгирского и подпуск-лебяжинского комплексов). Поэтому эта фауна имеет основания считаться самостоятельным комплексом. Он отнесен к поздней стадии первой половины позднего плиоцена — среднему виллафранку, поскольку морфологическая характеристика многих родов не известна ни в одном местонахождении раннего виллафранка. Отличается от ранневилафранкских фаун и общий состав млекопитающих. Бурал-обинский комплекс также отличается и от поздневилафранкских фаун уровнем развития зубной системы мимомисных полевок (*Mimomys*, *Villanyia*) и цокоров (*Prosiphneus*). Возрастные аналоги этого комплекса в других регионах Центральной Азии пока не известны.

В Западной Сибири аналогом этого комплекса можно считать подпуск-лебяжинский, в котором мимомисные полевки и корнезубые цокоры *Prosiphneus* находятся на близком эволюционном уровне, а также впервые, как и в бурал-обинском, появляются трехпалые тушканчики, близкие к роду *Scirtopoda*.

**Булганский комплекс млекопитающих** — самый молодой комплекс позднего плиоцена Монголии. В его состав пока входят два местонахождения фауны — Бурал-Обо-В и Орхон-2Б. В них определены остатки 12 форм насекомоядных, зайцеобразных и грызунов.

В местонахождении Бурал-Обо-В обнаружены Insectivora: *Beremendia* sp., *Shikainosorex* sp., *Talpidae* gen?; Lagomorpha: *Ochotona* sp. (крупная форма), *O.* sp. (мелкая форма); Rodentia: *Cricetulus* ex gr. *barabensis* Pall., *Villanyia* cf. *chinensis* (Korm.), *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* Teilh.

В местонахождении Орхон-2Б известны Lagomorpha: *Ochotona* sp. (крупная форма), *Ochotona* sp. (мелкая форма); Rodentia: *Cricetulus* ex gr. *barabensis* Pall., *C.* sp., *Allactaga* ex gr. *saltator* Eversm., *Scirtopoda* sp., *Allactagulus* sp. aut *Pygerethmus* sp., *Villanyia* cf. *chinensis* (Korm.), *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* Teilh.

Различие в родовом составе млекопитающих Бурал-Обо-В и Орхон-2Б можно объяснить неполнотой сборов и разными палеоландшафтными условиями. Костные

остатки в местонахождении Бурал-Обо накапливались в условиях поймы крупной реки. В местонахождении Орхон-2 остатки млекопитающих, среди которых много тушканчиков (обитателей открытых сухих пространств), происходят из пролювиально-делювиальных отложений предгорного шлейфа. Сообщества мелких млекопитающих данных местонахождений обитали в разных биотопах долины палео-Орхона.

Принадлежность этих сообществ млекопитающих к единому фаунистическому комплексу определяется по уровню развития зубной системы *V. cf. chinensis* и *Prosiphneus*. Они практически идентичны в обоих местонахождениях. Отличие этих фаун от предшествующих выражено на видовом уровне в филетических линиях подрода *Shamatomys* (смена *V. orkhonensis* на *V. cf. chinensis*) и рода *Prosiphneus* (виды пока не описаны). Поэтому фауны названных местонахождений заслуживают выделения в особый комплекс.

Как отмечалось выше, определение геологического возраста булганского комплекса млекопитающих и верхней части буроцветной серии осадков связано с большими трудностями. В Монголии (как и во всей Центральной Азии) нет четких фаунистических реперов второй половины позднего плиоцена (или эоплейстоцена). Старые данные по мелким млекопитающим позднего виллафранка Китая (Нихэвань и местонахождение 18 [Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930; Teilhard de Chardin, 1940]) в настоящее время не могут быть надежно использованы для детальной корреляции.

В Западном Забайкалье в конце позднего плиоцена (поздний эоплейстоцен) существовал итандинский комплекс млекопитающих [Вангенгейм и др., 1966; Вангенгейм, Зажигин, 1972; Вангенгейм и др., 1975]. Итандинский комплекс отличается от булганского наличием некорнезубых полевок *Eolagurus* и *Allophaiomys* — характерных представителей эоплейстоценовых фаун. Сравнить геологический возраст этих комплексов можно по уровню развития общих представителей подрода *Shamatomys*. Имеющийся материал показывает, что *V. cf. chinensis* из местонахождений булганского комплекса несколько архаичнее, чем *V. sp. s. r.* Итанцы. Этот факт, а также отсутствие некорнезубых полевок в Бурал-Обо-В и Орхон-2Б позволяют относить булганский комплекс к более древнему интервалу, чем поздний эоплейстоцен. Нижний предел геологического возраста булганского комплекса также не ясен. Самое начало первой половины позднего плиоцена для начального периода формирования этого комплекса не исключается.

### КОРРЕЛЯЦИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Ранее считалось, исходя из радиологических датировок, что вся «надбазальтовая» часть буроцветной серии осадков Северной Монголии относится к верхнему плиоцену. Палеотериологические материалы, полученные из семи стратиграфических уровней этих отложений, позволяют уточнить и расширить диапазон их геологического возраста. Мелкие млекопитающие из буроцветной серии принадлежат по крайней мере к четырем фаунистическим комплексам и относятся к двум плиоценовым этапам развития фауны Палеарктики — русцинию и виллафранку.

Самый древний комплекс млекопитающих Северной Монголии — орхонский (разрез Орхон-1, местонахождение Орхон-1А). Млекопитающие этого комплекса характеризуют одну из стадий русцинийского фаунистического этапа Центральной Азии (средний плиоцен). Он коррелируется по общим формам со среднеплиоценовыми фаунами Северо-Западной Монголии (Чоно-Харнах-2, Дзагсо-Хайрхан-1, -4). В то же время его состав свидетельствует о своеобразии палеоландшафтной обстановки Северной Монголии и об отличиях от типичных среднеплиоценовых фаун Центральной Азии.

Нижняя часть «надбазальтовых» буроцветов фаунистически изучена еще далеко не полно. Среднеплиоценовый орхонский комплекс и самая ранняя позднеплиоценовая фауна чикойского комплекса указывают на существование между ними значительного hiatusа. В разрезе Орхон-1 отложения с названными фаунами залегают друг на друге с размывом (слои 8, 7 и 6). Этот перерыв, выраженный в долине р. Орхон, частично

Таблица 2

## Стратиграфическое положение комплексов млекопитающих позднего плиоцена Северной Монголии и их сопоставление

Схема МСК		К. В. Никифорова и др., [1980]	Западная Сибирь	Забайкалье	Северная Монголия
Нижний плейстоцен		Нижний плейстоцен	Вяткинский	Тологойский	Налайхский
Верхний плиоцен	Апшерон	Эоплейстоцен	Раздольинский	Итанцинский	
			Кизихинский		Булганский
	Акчагыл	Верхний плиоцен	Подпуск-лебяжинский		Бурал-обинский
			Кызыл-айгирский	Чикойский	Чикойский

заполняется отложениями разреза Идэр с остатками мелких млекопитающих более поздней фазы среднего плиоцена — *Microtodon* sp., *Aratomys minor* sp. nov. и др. Ранее [Девяткин и др., 1982] это местонахождение также относилось к позднему плиоцену на основе датировки слоя 8 в разрезе Орхон-1 — 3,1 млн лет.

В позднем плиоцене Северной Монголии пока выделено три фаунистических комплекса, характеризующих различные стадии виллафранкского этапа развития млекопитающих Центральной Азии (табл. 2).

Эти стадии определяются по звеньям филетических линий автохтонных фаунистических элементов (*Villanyia*, *Prosiphneus*). Линия *V. eleopogae* Erb.—*V. orchonensis* sp. nov.—*V. cf. chinensis* дает четкие критерии для установления генетической преемственности фаунистических комплексов и определения возрастной последовательности отложений с остатками этих видов в данном регионе (см. рис. 2). Чикойский комплекс млекопитающих принадлежит к ранней фазе позднего плиоцена и охарактеризован ранневилафранкской фауной млекопитающих Центральной Азии (местонахождения Шамар, Орхон-1Б). В разрезе Шамар ранневилафранкская фауна мелких млекопитающих происходит из двух слоев (3 и 2). Оба слоя продуцируют остатки мелких млекопитающих, принадлежащих к разным стадиям развития чикойского комплекса — ранней (слой 3) и поздней (слой 2). К ранней стадии чикойского комплекса млекопитающих принадлежит фауна из местонахождения Орхон-1Б (разрез Орхон-1, слой 6).

Остатки мелких млекопитающих бурал-обинского комплекса известны из четырех местонахождений — Бурал-Обо-А (слой 6), Бурал-Обо-Б (слой 5), Орхон-1В (слой 4) и Орхон-2А (слой 9). Морфологические особенности наиболее быстро эволюционирующих форм (виды *Villanyia* и *Miomys*) не позволяют выделить здесь четкие стадии развития этого комплекса. Изменчивость их во всех местонахождениях перекрывается. Однако по диапазону изменчивости некоторых признаков можно отметить, что фауны Орхон-1В и Орхон-2А могут быть несколько древнее фаун Бурал-Обо-А, -Б.

Самый молодой позднеплиоценовый комплекс млекопитающих — булганский — происходит из местонахождений Бурал-Обо-В и Орхон-2Б. Уровень развития *Villanyia cf. chinensis* в разрезе Бурал-Обо (слой 4) идентичен уровню *V. cf. chinensis* из разреза Орхон-2 (слой 5).

Полученные фаунистические данные по позднеплиоценовым местонахождениям Северной Монголии показывают, что исследованный интервал позднего плиоцена изучен здесь достаточно детально. Обнаруженные комплексы млекопитающих демонстрируют преемственность в линиях развития по многим родам, непрерывно эволюционировавшим в данном регионе по крайней мере с начала позднего плиоцена (*Villanyia*, *Miomys*) и раньше (*Prosiphneus*). В некоторых филетических линиях установлены внутривидовые



уровни, позволяющие сопоставить отдельные слои в различных разрезах верхней части буроземной серии осадков Северной Монголии.

Фауна млекопитающих из позднеплиоценовых местонахождений Северной Монголии позволила заполнить существенные пробелы в истории развития фауны Центральной Азии. Степень подробности биостратиграфических подразделений первой половины верхнего плиоцена Монголии не уступает детальности расчленения верхнего плиоцена в наиболее хорошо изученных регионах СССР и за рубежом. Многослойные разрезы с богатыми местонахождениями млекопитающих Северной Монголии позволяют проследить в едином разрезе не только смену фаунистических комплексов, но и стадии их развития. Такая фаунистическая и стратиграфическая ситуация известна в немногих регионах Евразии. Все это позволяет рассматривать изученные разрезы в качестве опорных для расчленения верхнего плиоцена Центральной Азии.

## ГЛАВА 2

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЫЛЬЦЫ В СОВРЕМЕННОМ АЛЛЮВИИ. МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СУБФОССИЛЬНЫХ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ В АЛЛЮВИИ

При высотно-поясном распределении растительности в аллювии интегрируются пыльца и споры из всех находящихся выше точки опробования поясов. В идеальном случае в спектрах должна полнее отражаться растительность, занимающая в бассейне наибольшие площади, но в действительности от этого правила всегда фиксируются существенные отклонения [Карташова, 1971; Махова, 1971; Чупина, 1971; Клопотовская, 1973; Пахомов, Чупина, 1973; Шумова, 1973].

Конечные спектры пыльцы и спор, формирующиеся в аллювии, обладают режимной, или «внутренней», неустойчивостью, которая вызвана не только пестротой растительных сообществ, но и серией динамических причин, не поддающихся учету. Изучая конкретный спектр пыльцы и спор, мы всегда имеем дело с результатом совместного действия всех факторов — режимных, локально-экологических, общих ландшафтных (климатических). Для вычленения ландшафтной составляющей надо научиться отделять информацию «фоновых шумов» — режимную и локально-экологическую. Только в этом случае при работе с ископаемыми пыльцевыми флорами можно с некоторой вероятностью говорить, связаны ли колебания соотношений пыльцы разных компонентов спектров с климатическим фактором или они укладываются в рамки вероятных отклонений, возникающих вследствие динамичности обстановки осадконакопления или мозаичности местных экологических обстановок в горах. Критерии различия разнофакторных воздействий на конечный спорово-пыльцевой спектр вырабатываются автономно с учетом особенностей растительности исследуемого района.

В Монголии основные лесообразующие породы в настоящее время имеют обширные ареалы и большую экологическую амплитуду в их пределах. Сохранение в плейстоцене ведущей роли всего нескольких лесообразующих пород предполагает устойчивое развитие сходных или близких типов растительных формаций во времени. Главные изменения растительности, происходившие при колебаниях климата, выражались в виде перестройки пространственного распределения сообществ и внутривидовой структуры. Поэтому реконструкции растительности должны учитывать соотношение во времени господствующих типов лесных формаций. В качестве признаков перестройки растительного покрова необходимо использовать количественные соотношения компо-

нентов спорово-пыльцевых спектров, т. е. параметры, относящиеся к категории очень неустойчивых величин. Нами был предложен вероятностный способ оценки соответствия субфоссильных спектров характеру современной растительности [Малаева, 1981, 1982]. Пункты опробования характеризуют разные высотные уровни в пределах лесного и степного поясов.

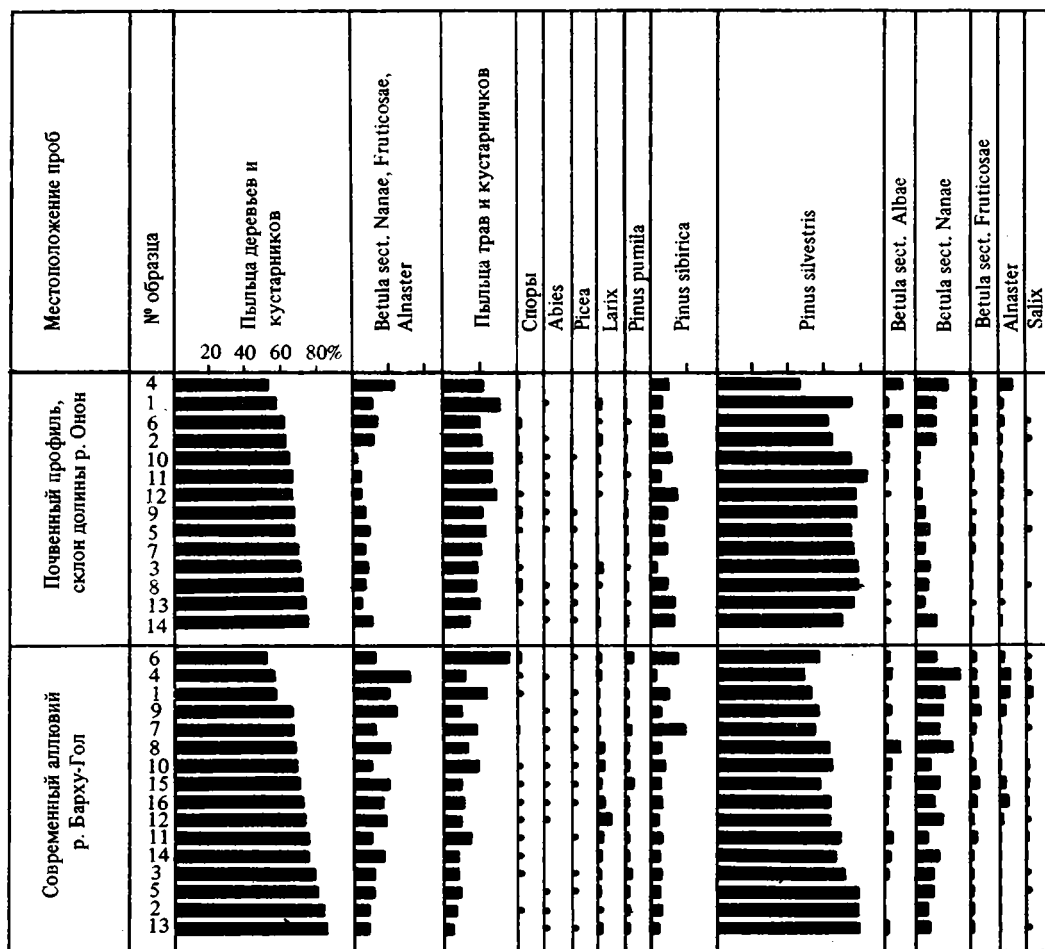
Образцы современного аллювия взяты в виде выборок со случайным отбором проб в каждой из них на современной аккумулятивной русловой форме (прирусловой отмели или косе), покрывающейся в летний паводок водой. В выборки (в каждой от 10 до 22 проб) попали разные микрофации современного аллювия, что обеспечило характеристику режимных отклонений в соотношениях пыльцы и спор. Так как по ландшафтному признаку все образцы каждой выборки находятся в равных условиях, то количественные вариации пыльцы в каждой выборке могут рассматриваться как естественная изменчивость конечных спектров, независимая от ландшафтной обстановки. Диаграммы результатов анализа приведены на рис. 3, 15, 26, 27, 28, 36, 37, 47.

Соотношения групп пыльцы и спор каждой выборки охарактеризованы в табл. 3. Во всех выборках отмечена значительная амплитуда колебания пыльцы группы деревьев и кустарников. Особенно выделяются по этому показателю выборки Керулен-2, находящаяся на степном участке долины, и Тэгшийн-Гол, находящаяся на остепненном участке долины. Пыльца кустарников сережкоцветных составляет заметную долю спектров только в выборке Барху-Гол, где выше по долине развиты ерники, а также в аллювии р. Онон. Пыльца травянистых растений в выборках средней части лесного пояса (Барху-Гол, Онон-1) содержится в меньших количествах, чем в остальных, и коэффициент вариации у них выше. Содержание спор во всех выборках небольшое, что можно считать характерной региональной чертой современных спорово-пыльцевых спектров аллювиальных отложений.

Таблица интервального ряда распределения (табл. 4) дает представление о модальных значениях содержания пыльцы основных групп. Выборки, взятые в пределах лесного пояса, имеют четко выраженный модальный интервал значений содержания пыльцы деревьев и травянистых растений (Барху-Гол, Онон-1 и Онон-2). В остальных случаях в картине распределения этой пыльцы проявляется неустойчивость, плотность распределения снижается. Таким образом, признак хорошо развитого лесного пояса — это повышенное (50—60%) содержание пыльцы деревьев и кустарников. У его нижней границы соотношения изменяются в сторону травянистой пыльцы; вблизи верхней границы намечается некоторое увеличение пыльцы травянистых растений и спор.

Соотношения пыльцы в группе деревьев и кустарников таковы. Широкое распространение лиственничников не находит должного отражения: относительное обогащение пылью лиственницы есть только в двух выборках — Урд-Тамир и Тэгшийн-Гол. В выборке Урд-Тамир, где лиственничники спускаются по склонам, круто обрывающимся к долине, пыльца лиственницы в среднем составляет 10%. В выборке Тэгшийн-Гол лиственница местами выходит на пойму и ее пыльца попадает непосредственно в русло; здесь среднее содержание уже 32%.

Выборки различаются и по характеру распределения пыльцы сибирской сосны (табл. 5). Во всех выборках, кроме Урд-Тамир, средние содержания ее пыльцы достаточно близки. На основании модальных интервалов распределения этой пыльцы и различия средних выборки можно разделить на две группы. В выборках первой группы модальный интервал равен 20—29% (табл. 6), средние — 18—24% (Керулен-1 и Онон-1). В выборках второй группы модальный интервал 0—19%, а средние — 10—15% (Барху-Гол, Онон-2, Тола, Керулен-2). Выборки второй группы находятся в разных ландшафтных условиях, а содержания пыльцы сибирской сосны в них довольно близки. Эти выборки удалены от пояса кедрово-лиственничных лесов на разные расстояния (от 70 до 350 км), значит, связать это сходство только с расстоянием переноса пыльцы нельзя. Во всех случаях пыльца является транзитной, пронесенной рекой через пояс лиственничных



● 1 + 2

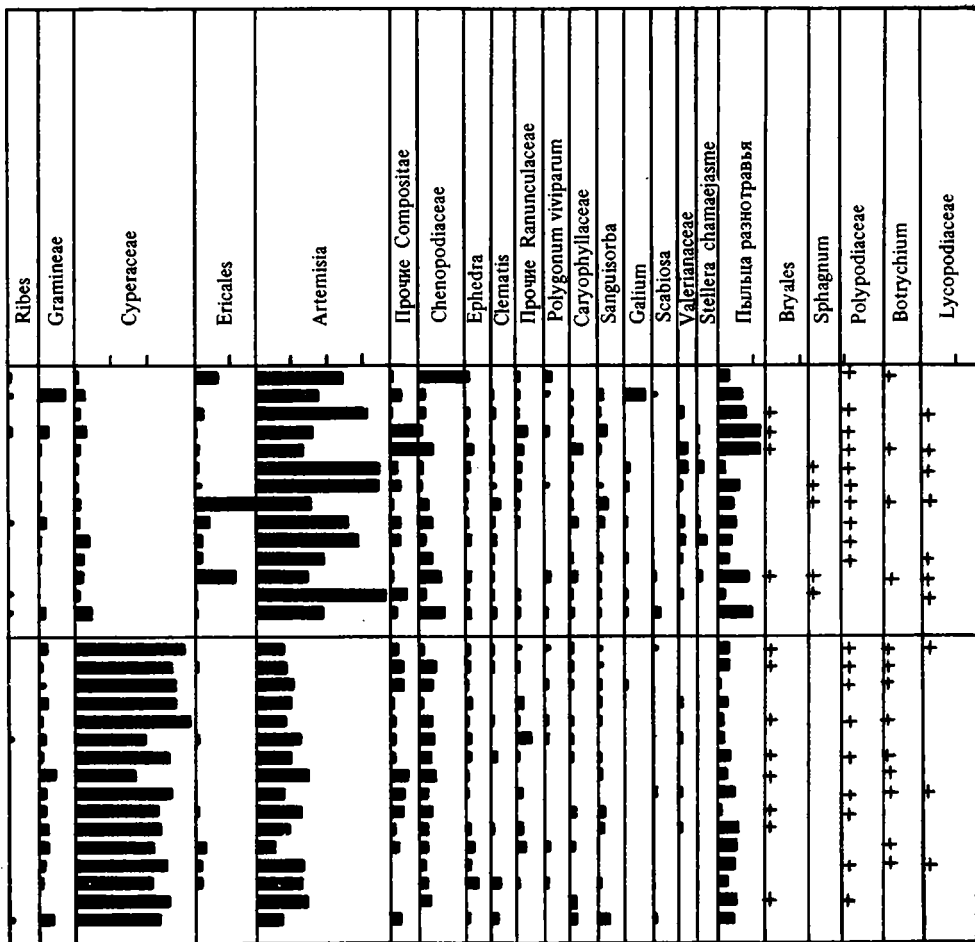
Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма выборки почвенных проб и современного аллювия р. Барху-Гол

Здесь и далее на спорово-пыльцевых диаграммах: 1 — содержание пыли и спор менее 1%; 2 — наличие пыли и спор в малочисленной группе без подсчета процентов

и смешанных лесов и полосу степей. Возможно, что для этой пыли, которая продуцируется в огромных количествах и хорошо переносит транспортировку водой, существует закономерность выравнивания содержаний, мало изменяющихся на некотором транзитном участке. Очевидно, небольшие содержания пыли сибирской сосны в древнем аллювии крупных рек на высотных уровнях предгорий и равнин могут указывать только на факт существования в их бассейне лесов с участием сибирской сосны.

Ближе к верхней границе леса, где находятся участки кедровых лесов, пыли сибирской сосны становится значительно больше (Урд-Тамир, Тэгшийн-Гол). Имеет значение и отсутствие у верхней границы леса других лесообразователей. Так как пыльца лиственницы плохо сохраняется во время транзита, создается относительное обогащение пылью сибирской сосны, хотя площади кедровников неизмеримо меньше площадей лиственничников.

Пыльца обыкновенной сосны также содержится во всех выборках. В выборках



Хэнтэйского сектора пыльца обыкновенной сосны составляет основной фон, что характеризует ее высокую способность к рассеиванию. Доля пыльцы сосны в спектрах несравнима с ее участием в растительном покрове изученных бассейнов. Из-за того, что она образует небольшие, но часто встречающиеся на крутых склонах долин массивы, ее пыльца обогащает аллювий рек на больших отрезках долин. Модальные значения пыльцы обыкновенной сосны у всех выборок Хэнтэйского сектора находятся в пределах близких интервалов частот (см. табл. 6). В выборке Керулен-2 высокие содержания ее пыльцы связаны только с высокой транспортабельностью: здесь в группе деревьев почти нет пыльцы других лесообразователей — вероятность ее встречаемости на большом расстоянии от границы лесного пояса очень мала. Подобные монодоминантные спорово-пыльцевые спектры должны расшифровываться в отложениях степной зоны в соответствии с этой закономерностью. В целом в пределах всего высотного интервала, где сосна встречается в составе лесов, содержания ее пыльцы высокие и довольно выравненные по пространству.

Пыльца древовидной березы во всех выборках встречается в небольших количествах; даже когда в бассейне есть массивы березняков (Тола, Онон, Керулен), средние содержания ее пыльцы не превышают 5%. В спорово-пыльцевых спектрах доля пыльцы

Таблица 3

**Содержание пылицы и спор в выборках различных групп  
и показатели его вариации (в % от общего состава пылицы и спор)**

Пункт опробования	Пределы колебаний	Амплитуда колеба- ния содержания	Среднее содержание	Коэффициент вариации
<b>Пыльца деревьев и кустарников</b>				
Урд-Тамир	25—67	42	44	27,5
Тэгшийн-Гол	22—76	54	50	38
Барху-Гол	51,5—84	32,5	71	13
Онон-1	50,5—96	45,5	76	15
Онон-2	36—84,5	48,5	66	20
Тола	39—82	43	62	20,5
Керулен-1	32—80	48	63	25
Керулен-2	6—73	67	38	40
<b>Пыльца кустарниковых берез и ольховника</b>				
Урд-Тамир	0,5—3,5	3	2,1	41
Тэгшийн-Гол	0,5—2,5	2	1,3	60
Барху-Гол	9—32	23	16	37
Онон-1	4—13,5	9,5	7	39
Онон-2	1—46,5	45,5	12,5	90
Тола	1,5—9	7,5	4,5	13
Керулен-1	1—10	9	3,5	29
Керулен-2	0—3	3	Менее 1	—
<b>Пыльца травянистых растений и кустарничков</b>				
Урд-Тамир	30—71	41	48,5	23
Тэгшийн-Гол	22—73	51	39	48
Барху-Гол	6—35,5	29,5	12,5	62
Онон-1	1—37	36	14,5	63
Онон-2	9—32	23	20	28,5
Тола	13,5—52	38,5	40	40
Керулен-1	18—61	43	32,5	38
Керулен-2	25,5—94	68,5	55	40
<b>Спores</b>				
Урд-Тамир	0,5—7	6,5	4,7	55
Тэгшийн-Гол	0,5—4,5	4	2	62
Барху-Гол	0—2	2	Менее 1	—
Онон-1	0—6	6	2	—
Онон-2	0,5—4	3,5	1,5	—
Тола	0,5—5,5	5	2,1	62
Керулен-1	0,5—2,5	2	Менее 1	—
Керулен-2	0—1,5	1,5	Менее 0,5	—

березы ниже, чем в растительном покрове. Пыльца кустарниковых берез встречается в небольших количествах в пределах лесного пояса, вынос за его пределы незначителен. Пыльца ольховника характерна для Хэнтэйского сектора.

Пыльца ели и пихты встречается в выборках с разной вероятностью. Так, в выборках Тэгшийн-Гол, Барху-Гол, Онон-1, Онон-2, Керулен-1 и Керулен-2 вероятность встречаемости пылицы ели равна 100, 75, 95, 60, 70, 68% соответственно. Вероятность встречаемости пылицы пихты в пяти последних выборках равна 68, 79, 60, 80, 14%. Из редко встречающихся компонентов в спектрах отмечена пыльца ивы, смородины, вяза приземистого, жимолости, облепихи, боярышника.

Таким образом, состав главных лесообразующих пород отражен во всех пробах, а перемешивание и перераспределение пылицы в процессе транзита приводят к однотипному искажению спектров: фон образует пыльца обыкновенной сосны, местами к ней присоединяется пыльца сибирской сосны. Пыльца лиственницы и березы играет роль второстепенных компонентов.

Таблица 4

**Интервальный ряд распределения в выборках  
основных групп пыльцы (в %)**

Пункт опробования	Интервалы частот									
	0—9	10—19	20—29	30—39	40—49	50—59	60—69	70—79	80—89	90—99
	Число случаев от общего количества проб									
<b>Пыльца деревьев и кустарников</b>										
Урд-Тамир			6	38	25	13	19			
Тэгшийн-Гол			21	14	21	7	7	21		
Барху-Гол						19	19	44	19	
Онон-1						16	0	47	26	11
Онон-2				7	7	13	40	20	13	
Тола				9	18	9	18	36	9	
Керулен-1				20	0	10	20	40	10	
Керулен-2	13	9	13	13	13	18	9	9		
<b>Пыльца кустарников сережкоцветных (кустарниковые березы + ольховник)</b>										
Урд-Тамир	100									
Тэгшийн-Гол	100									
Барху-Гол	6	63	25	6						
Онон-1	79	21								
Онон-2	47	40	7	0	7					
Тола	100									
Керулен-1	90	10								
Керулен-2	100									
<b>Пыльца травянистых растений и кустарничков</b>										
Урд-Тамир					19	25	38	12	6	
Тэгшийн-Гол				35	7	0	35	14	7	
Барху-Гол				6	6					
Онон-1	31	56		26	5					
Онон-2	7	33		52	7					
Тола				18	36	18	9			
Керулен-1				10	30	40	0	10	10	
Керулен-2				9	9	18	13	13	13	9
										13

В группе пыльцы травянистых растений и кустарничков по серии выборок определена пыльца растений из 36 семейств и 35 родов. Постоянно встречающиеся компоненты — пыльца осоковых, маревых, злаков, полыни, эфедры. В составе флоры Северной Монголии основную долю составляют 10 многородовых семейств травянистых растений и кустарничков. Родовое и видовое разнообразие ограничивает возможность диагностики пыльцы, так как не только виды, но и роды этих семейств (злаки, осоки, сложноцветные, розоцветные, бобовые и др.) имеют пыльцу со сходными морфологическими признаками. Поэтому большая часть пыльцы определена только до уровня семейства, но при работе с выборками отмечаются некоторые характерные комбинации и сочетания компонентов, по которым можно выделить структуры спектров, свойственные разным высотным уровням.

Для постоянно встречающихся компонентов рассчитаны показатели вариации их содержания в выборках (табл. 7). Более высокие средние содержания пыльцы злаков отмечены в верхних уровнях гор, где развиты разнотравно-злаковые или мелководно-винно-злаковые горные степи (Урд-Тамир), или в полосе ковыльных и разнотравно-злаковых степей предгорий (Тола) и равнин (Керулен-2). Для аллювия всех высотных поясов характерна пыльца осок; ее обилие обусловлено локальным развитием долинных осоковых группировок и не имеет ландшафтно-индикаторной значимости. Пыльца полыни всегда составляет значительную долю спектров, в Северной Монголии встреча-

Таблица 5

Содержание пыли в группе деревьев и кустарников  
и показатели его вариации (в %)

Пункт опробования	Пределы колебаний	Амплитуда коле- бания содержания	Среднее содержание	Коэффициент вариации
Лиственница				
Урд-Тамир	3—18	15	10,5	35,5
Тэгшийн-Гол	3—55	52	32	44
Барху-Гол	0,2—8	7,8	2,7	72
Онон-1	0,1—4	3,9	1,5	—
Онон-2	0—2	2	Менее 1	—
Тола	Менее 1	—	—	—
Керулен-1	1—3	2	1,7	—
Керулен-2	0—1,5	1,5	Менее 1	—
Сибирская сосна				
Урд-Тамир	67—87,5	20,5	78	6,5
Тэгшийн-Гол	27—68	41	44	27
Барху-Гол	4—23	19	10	49
Онон-1	4—35	31	18	44
Онон-2	7—24,5	16,5	15	30
Тола	4—21,5	17,5	11	45
Керулен-1	12—35	23	24	40
Керулен-2	6—17	11	11	27
Обыкновенная сосна				
Урд-Тамир	0,5—5,5	5	3	45
Тэгшийн-Гол	7—28,5	21,5	13	45
Барху-Гол	49—79	30	64	14
Онон-1	47—85,5	38,5	67,5	17
Онон-2	42—79,5	37,5	64	21
Тола	61,5—88,5	27	72	12
Керулен-1	39—82	43	61	23
Керулен-2	73—94	21	88	7

ется около 60 видов пыли. Они характерны для растительности всех ландшафтных поясов. Поэтому обогащение спектров пылью пыли само по себе не является признаком, отражающим размах остепнения. Невысокие и близкие во всех выборках средние содержания пыли маревых говорят об отсутствии условий обогащения аллювия этой пылью (см. табл. 7). Распределение пыли эфедры интересно тем, что неожиданно большие ее содержания отмечены на высоких уровнях гор (Урд-Тамир и Тэгшийн-Гол), где она расселяется в составе петрофитных группировок на крутых склонах южных экспозиций. Повышенное содержание пыли эфедры в выборке Урд-Тамир сочетается с довольно высоким (2—6%) содержанием пыли гвоздичных. Это в определенной степени уже диагностический признак для идентификации ископаемых спорово-пыльцевых спектров.

Вероятность встречаемости пыли разнотравья приведена в табл. 8, где она разделена по эколого-ценотическому признаку на четыре группы. В спектрах преобладает пыльца широко распространенных семейств. Представители второй группы экологически связаны с разными типами лесов, лугами, приречными сообществами. Представители третьей группы распространены в полосе развития остепненных лесов, луговых степей, остепненных лугов; четвертой — преимущественно степные растения. Для остепненных сосняков и лиственничников характерны многие виды, общие со степными группировками (василистник, прострел, подмаренник, кровохлебка, стеллера карликовая, горец узколистный). Такое «перекрытие» флористического состава у двух разных типов растительности представляет известную трудность при расшифровке

Таблица 6

## Интервальный ряд распределения в выборках пыльцы деревьев и кустарников (в%)

Пункт опробования	Интервалы частот									
	0—9	10—19	20—29	30—39	40—49	50—59	60—69	70—79	80—89	90—99
	Число случаев от общего количества проб									
Лиственница										
Урд-Тамир	50	50								
Тэгшийн-Гол	7	7	28	28	14	14				
Барху-Гол	100									
Онон-1	100									
Онон-2	100									
Тола	100									
Керулен-1	100									
Керулен-2	23									
Сибирская сосна										
Урд-Тамир							12	38	50	
Тэгшийн-Гол			14	21	42	7	14			
Барху-Гол	69	25	6							
Онон-1	26	26	42	5						
Онон-2	7	67	27							
Тола	45	36	18							
Керулен-1		30	50	20						
Керулен-2	32	68								
Обыкновенная сосна										
Урд-Тамир	100									
Тэгшийн-Гол	50	35	14							
Барху-Гол					6	31	38	25		
Онон-1					5	21	32	21	16	5
Онон-2				7	7	20	20	40	7	
Тола							45	36	13	
Керулен-1				10	10	30	20	20	10	
Керулен-2								9	82	9

данных анализов. В выборках Онон-2, Тола и Керулен-1 количество таксонов, относящихся к этой группе, достигает 20—30%. Именно эти выборки взяты на таких участках долин, где доминируют сообщества разнотравных степей, а нижняя граница остепненных лесов достаточно близка к пунктам опробования. Постоянное сочетание нескольких таксонов этой группы образует в ряде выборок устойчивое ядро: кровохлебка + подмаренник + ломонос + шавель + василистник + прострел, имеющее значительную вероятность встречаемости. В отдельных выборках к этому ядру добавляются компоненты: ирис, лилия, стеллера карликовая, спирея. В выборках Онон-2, Тола, Керулен-1 отмечено еще одно повторяющееся в образцах сочетание: скабиоза + володушка + горец узколистный + пижма + стеллера карликовая, и его можно соотносить с группировками разнотравных степей. В хангайских, более высокогорных выборках появляются несколько иные сочетания таксонов: прострел + подмаренник + василистник + лапчатка + мордовник (горные разнотравные степи); эфедра + гвоздичные + крестоцветные (петрофитные группировки).

Характеристику травянистого покрова дополняют данные о составе спор. Наибольшую вероятность встречаемости имеют споры папоротников, гроздовника и зеленых мхов. В выборках из бассейна р. Онон отмечено самое большое разнообразие спор, что отражает картину сочетания разных лесных сообществ. Систематического обогащения спорами всех образцов какой-либо выборки не наблюдается, но в отдельных пробах выборок Тэгшийн-Гол, Онон-1 и Урд-Тамир количество спор повышено.



Таблица 7

**Содержание пылицы в группе травянистых растений и кустарничковых  
и показатели его вариации (в %)**

Пункт опробования	Пределы колебаний	Амплитуда коле- бания содержания	Среднее содержание	Коэффициент вариации
<b>Злаки</b>				
Урд-Тамир	4—43	39	13	78
Тэгшийн-Гол	0,5—9,5	8,5	3	—
Барху-Гол	0,5—9	8,5	3,5	64
Онон-1	0,5—19,5	19	5	90
Онон-2	2—19,5	17,5	9	93
Тола	5—46	41	17	78
Керулен-1	6—25	20	12	55
Керулен-2	1—18,5	17,5	6	71
<b>Осоки</b>				
Урд-Тамир	11—54	43	33	38
Тэгшийн-Гол	12—64	52	47	29
Барху-Гол	33—63	30	49	15
Онон-1	7,5—57,5	50	40	32
Онон-2	12—53	41	42	25
Тола	15—88,5	22,5	23	28
Керулен-1	16—50	34	33	36
Керулен-2	0,5—38	37,5	10	98
<b>Полынь</b>				
Урд-Тамир	13—46	33	28	32
Тэгшийн-Гол	17—50	33	27	34
Барху-Гол	10,5—29	18,5	21	25
Онон-1	22—54	32	92	27
Онон-2	21—44,5	22,5	29	23
Тола	25—54	29	40	26
Керулен-1	24—60	36	35	30
Керулен-2	43—92	49	68	23
<b>Маревые</b>				
Урд-Тамир	2—14	12	8	33
Тэгшийн-Гол	2,5—21	18,5	9	50
Барху-Гол	0,5—9	8,5	5,5	43
Онон-1	2—22	20	6,5	83
Онон-2	0,5—8	7,5	4	42
Тола	1,5—17,5	16	7	53
Керулен-1	1—9	8	6	40
Керулен-2	2—16	14	6	52
<b>Эфедра</b>				
Урд-Тамир	1,5—11	9,5	6	49
Тэгшийн-Гол	2—16	14	5	70
Барху-Гол	0—7	7	2,5	60
Онон-1	0,0—5,5	5,5	2,5	—
Онон-2	0—6	6	1,5	—
Тола	0—5,5	5,5	1,8	84
Керулен-1	0—3	3	Менее 1	—
Керулен-2	0—7	7	2	—

Сочетание таксонов споровых растений в выборках различно, что подчеркивает потенциальную ландшафтно-индикационную значимость конкретных комбинаций спор.

При реконструкциях наиболее сложно определять доминирующие типы леса в конкретной высотной-поясной структуре и соотношении лесных и открытых сообществ в бассейне. Существующая структура вертикальной поясности по выборкам восстано-

Таблица 8

**Вероятность встречаемости в выборках пыльцы  
травянистых растений и кустарничков (в %)**

Представители семейств и родов	Урд-Тамир	Тэгшийн-Гол	Барху-Гол	Онон-1	Онон-2	Тола	Керу-лен-1	Керу-лен-2
<b>Различные экологические обстановки</b>								
Gramineae	100	92	100	100	100	100	100	100
Cyperaceae	100	100	100	100	100	100	100	100
Artemisia	100	100	100	100	100	100	100	100
Chenopodiaceae	100	100	100	100	100	100	100	100
Caryophyllaceae	100	100	62	53	53	91	70	50
Asteraceae	100	81	43	52	73	100	70	64
Cichoriaceae	100	75	81	47	94	100	100	70
Ranunculaceae	62	8	44	26	38	36	40	32
Rosaceae	31	31	56	31	53	82	60	41
Leguminosae	6	15	12	5	20	18	70	18
Umbelliferae	56	38	12	16	40	63	40	23
Cruciferae	19	8	6	16	13	27	40	14
Labiatae	25	8	6	5	7	0	20	9
Saxifragaceae	6	0	0	0	50	27	0	0
Polygonum секц. avicularia	25	7	19	0	33	27	40	64
<b>Лесные и лугово-лесные сообщества</b>								
Ericales	6	0	6	11	7	9	30	9
Rhododendron	0	0	0	5	0	0	0	0
Ledum	6	0	0	5	14	9	0	0
Pirola	0	7	6	0	0	0	0	0
Valerianaceae	62	15	25	53	27	9	10	4
Onagraceae	37	15	0	0	7	9	0	0
Ranunculus	0	23	37	42	47	45	50	0
Campanulaceae	0	8	0	5	0	0	0	0
Polemoniaceae	0	6	0	5	7	0	0	0
<b>Луговые разнотравные степи, остепненные леса</b>								
Pleurospermum	0	0	6	0	0	0	0	0
Cornus alba	0	0	0	0	0	6	0	0
Polygonum viviparum	75	85	37	42	20	18	50	0
Sanguisorba	87	46	68	58	60	54	60	23
Pulsatilla	100	38	19	0	13	36	40	0
Galium	12	23	6	10	33	54	50	0
Thalictrum	68	0	0	21	20	27	30	23
Clematis	37	31	44	37	47	36	30	0
Scabiosa	6	0	19	16	0	18	40	0
Rumex	6	0	0	5	27	27	10	14
Potentilla	12	0	6	5	7	27	20	3
Bupleurum	0	0	12	0	20	18	10	36
Stellera chamaejasme	0	0	0	0	7	18	60	4
Spirea	6	8	6	0	0	27	10	0
Lilium	6	0	0	0	0	0	10	0
Iris	0	0	6	0	20	18	0	0
Saussurea	0	0	19	0	13	13	0	0
Primulaceae	0	8	0	0	0	0	0	0
Plantaginaceae	0	0	0	5	0	0	0	0
<b>Степные и петрофитные сообщества</b>								
Ephedra	100	100	87	78	30	91	70	82
Allium	50	3	12	16	20	27	20	41
Polygonum angustifolium	0	0	0	10	14	18	10	0
Tanacetum	0	8	0	0	0	36	0	9

Таблица 8 (окончание)

Представители семейств и родов	Урд-Тамир	Тэгшийн-Гол	Барху-Гол	Онон-1	Онон-2	Тола	Керулен-1	Керулен-2
	Степные и петрофитные сообщества							
<i>Haplophyllum dahuricum</i>	6	0	6	0	0	0	10	4
<i>Echinops</i>	12	0	0	0	0	0	0	0
<i>Convolvulus</i>	6	0	0	0	0	0	0	0
<i>Scorzonera</i>	0	0	0	0	14	0	20	0
<i>Eurotia ceratoides</i>	0	8	0	0	0	18	0	0
<i>Thymus serpyllum</i>	6	0	0	0	0	0	0	0
Plumbaginaceae	6	0	0	0	0	9	0	4

ливается, но соотношения пыльцы доминантов лесных формаций не отражают реальной картины распространения типов леса на площади бассейнов. Главная причина этого — сильно заниженные содержания пыльцы лиственницы. Это означает, что восстановление формаций лиственных лесов почти не имеет прямых доказательств для оценки их роли в составе растительности. Поэтому оно должно основываться главным образом на косвенных признаках, которые могут подтвердить предположение о развитии лиственничников. Анализ спорово-пыльцевых спектров методом случайных выборок и множественность анализов в каждой из них показали, что в процессе транзита происходит перераспределение пыльцы в осадках и в результате наиболее разнообразный состав таксонов наблюдается в аллювии вблизи нижней границы лесного пояса и сохраняется в верхней части степного. В глубине степной зоны палинологическая информация о лесном поясе бассейна сильно сокращается; сохраняется, но в преувеличенной форме, информация о наличии в бассейне сосновых лесов.

### СОХРАНЯЕМОСТЬ ПЫЛЬЦЫ В ОСАДКАХ

Известно, что пыльца лиственницы плохо транспортируется, деформируется и разрушается. На поверхности почвы в лиственничниках и на небольшом расстоянии от леса в спектрах содержится много ее пыльцы [Савина, Буренина, 1981], но в аллювиальных отложениях, даже голоценовых, ее количество невелико. Очевидно, пыльцевые зерна разрушаются именно во время транзита, так как в современном аллювии отмечается много разорванных и половинок пыльцевых зерен. В ископаемом состоянии пыльца лиственницы в образцах одного и того же разреза встречается очень неравномерно и ее всегда мало. Поэтому независимо от количества большое значение имеет регулярность ее встречаемости по разрезу. При постоянной встречаемости даже единичных зерен в аллювии можно с большой вероятностью говорить о развитии лиственничников в ближайших от разреза окрестностях. Косвенные признаки наличия лиственничников также имеют значение.

В некоторых публикациях по Монголии вопрос о возможности участия лиственницы в растительном покрове как доминанта лесов, если в ископаемых спектрах доля ее пыльцы ничтожно мала, не рассматривается, даже когда изученный разрез находится в районе современного массивного развития лиственничников [Уфлянд и др., 1971; Геокриологические..., 1974; Голубева, 1978]. Очевидно, все разрезы, в которых отмечены единичные пыльцевые зерна лиственницы, нуждаются в детализации состава остальных компонентов, особенно пыльцы трав и спор, чтобы получить косвенные признаки существования лиственничников. Это требует увеличения количества регистрируемой пыльцы в каждом образце.

Общим недостатком всех типов отложений Монголии является очень малая концентрация в них пыльцы. Встречаются разрезы с чередованием слоев, относительно обогащенных пыльцой и практически пустых. Это дало основание авторам работы «Геокриологические условия Монгольской Народной Республики» [1974] высказать гипотезу о палеогеографическом значении палинологически немых слоев, которые, по их мнению, формируются в периоды похолоданий. Это суждение используется как абсолютно доказанное в подтверждение выводов о наличии в позднем кайнозое 11 периодов похолодания. Мы не разделяем эту точку зрения, так как опыт показывает, что химическая обработка образцов из районов Монголии требует дополнительных приемов обогащения проб и тогда пустые образцы встречаются крайне редко.

### ДАЛЬНИЙ ЗАНОС И ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ ПЫЛЬЦЫ

В публикациях по палинологии Монголии почти нет фактических данных по современному ветровому переносу пыльцы. В то же время были попытки объяснить аномальные, с точки зрения некоторых авторов, содержания пыльцы дендрофлоры в ископаемых спектрах без проведения экспериментальных работ. Так, высказано предположение об образовании единого облака пыльцы сосны и березы над территорией Монголии [Геокриологические..., 1974, с. 149]. Эта идея приводит авторов к выводу, что колебания содержания пыльцы сосны и березы в ископаемых пыльцевых спектрах являются синхронными на всей территории Монголии и отражают в основном периоды похолоданий и потеплений [Там же, с. 178]. Если бы это имело место, то современные пробы, разбросанные в пространстве, должны иметь близкие количественные характеристики для пыльцы сосны и березы. Но по экспериментальным работам этого не наблюдается. Механизм, формирующий конечные сочетания пыльцы в аллювии, достаточно сложный, а ветровой перенос — это одна из его составляющих, и ее роль в разных природных обстановках и зонах не равноценна. В частности, «пыльцевой дождь» сосновых и березовых лесов не создает аномального фона пыльцы на поверхности почвы (см. рис. 3).

Летучестью пыльцы, особенно сосны, без достаточных оснований объясняют некоторые особенности ископаемых пыльцевых спектров. В работе П. Б. Виппера и др. [1976] признается массовый дальний занос пыльцы сосны в голоцене: из бассейна р. Селенги в котловину оз. Тэрхийн-Цаган-Нур, т. е. на расстояние около 500 км от сосновых лесов Селенги. Между тем сосна и сейчас растет вблизи озера на поверхности голоценовых потоков базальтов. Сходные высказывания встречаются у Л. В. Голубевой [1976], проводившей анализ аллювия низких террас рек Ульдзя и Керулен. Если в отложениях, которые автор этой статьи считает синхронными оледенению, встречается пыльца деревьев, то она почему-то «занесена ветром» [Там же, с. 63, 65]. Очевидно, наличие пыльцы сосны, березы, ольхи не согласуется со стереотипом, которого этот автор придерживается: если оледенение — значит, безлесные, перигляциально-степные ландшафты.

Реально оценивать ветровой перенос пыльцы удастся в верхнем уровне гор выше современной границы леса. Опробование современных озерных отложений высокогорного озера Хух-Нур на южном мегасклоне Хангая (абс. отм. 2750 м) показало, что в спорово-пыльцевых спектрах выборки из 10 проб содержится 7—25% пыльцы дендрофлоры, главным образом сибирской сосны, растущей в подгольцовом поясе северного мегасклона Хангая, а также ели, пихты, лиственницы, обыкновенной сосны, березы, ольховника. Значит, восходящие воздушные потоки переносят пыльцу из верхней части лесного пояса смежных бассейнов северного мегасклона в верховья бассейнов южного мегасклона. На поверхность гольцового уровня гор при определенных условиях атмосферной циркуляции попадает и осаждается пыльца из расположенных ниже лесов. Относительное обогащение этой «заносной» пыльцой, вероятнее всего, следует ожидать в бессточных западинах и озерных водоемах, которые служат ловушками при плоскостном смыве и в которых дольше летом задерживается снег, улавливающий

приносимую ветром пылью. Это обстоятельство усложняет возможности использования в качестве палеоиндикатора изменения климатических режимов положение верхней границы лесного пояса, которое восстанавливается по пыльцевым спектрам отложений высокогорных озер [Виппер и др., 1976, 1978].

Вопрос о переотложении пылицы в Монголии возникает не так часто, как в других регионах. Но поскольку большая часть палинологических материалов относится к рыхлым толщам впадин — унаследованно развивающихся структур, то возможность переотложения имеется. Особую трудность при анализе представляет вычленение плиоценовой пылицы, и в этом отношении выделяется район Прихубсугуля. На севере Дархатской впадины известны погребенные озерно-аллювиальные отложения с пылью разнообразных хвойных растений и широколиственных пород, которые считались эоплейстоценовыми-нижнеплейстоценовыми [Геокриологические..., 1974]. А. И. Спиркин [1970] указывает на присутствие в отложениях 10—40-метровой террасы озер Доод-Нур и Таргон-Нур большого количества пылицы хвойных растений, в том числе тсуги. О более широком распространении и последующем размыве плиоценовых отложений говорит присутствие переотложенной пылицы тсуги и экзотических хвойных в современных почвах депрессии [Шилова, 1984]. В соответствии с этими фактами палинологические данные по разрезам озерных отложений Дархатской депрессии, приведенные в статье А. К. Уфлянда и др. [1971], вероятнее всего, свидетельствуют о периодическом обогащении озерных отложений плейстоценовых водоемов переотложенной неогеновой пылью. В результате на спорово-пыльцевой диаграмме появлялся заманчивый эффект чередования разных типов пыльцевых комплексов, положенный авторами в основу расчленения озерной толщи. Часть пылицы экзотических растений авторы относят к группе переотложенной, другую часть считают синхронной осадконакоплению. Между тем горизонты с пылью экзотов обогащены более крупным песчаным материалом и выделяются также литологически. Более вероятной представляется интерпретация, связывающая появление в отдельных горизонтах верхнеплейстоценовой толщи пылицы неогеновых экзотов не с чередованием влажных теплых и сухих холодных условий, а с размывом неогеновых отложений.

Геологические предпосылки плиоценовой аккумуляции в депрессиях Прихубсугуля, смежных с системой Тункинских впадин, в которых есть насыщенные пылью неогеновые толщи большой мощности, совершенно очевидны [Литология..., 1972; Логачев, Флоренсов, 1977]. Поэтому неудивительно, что в аллювии молодых плейстоценовых террас горных рек Северного Прихубсугуля отмечается переотложенная пыльца тсуги и широколиственного комплекса [Кулаков, Белова, 1979; Белова, Кулаков, 1982]. Авторы не выделяют эту пыльцу как переотложенную, но отмечают, что для позднеплейстоценового этапа по донным осадкам оз. Хубсугул получены «палинологические данные, позволяющие судить об интенсивном размыве неогеновых отложений и коррелятных им поверхностей выравнивания» [Белова, Кулаков, 1982, с. 88]. Для решения вопросов, связанных с переотложением неогеновой пылицы в Дархатской и Хубсугульской впадинах, необходимы методические работы, которых пока не было. При решении проблемы периодизации событий плейстоцена в однозначном варианте, предложенном В. А. Беловой, возникает недоумение по поводу неизменности флористического состава лесообразователей на протяжении плиоцена—плейстоцена только в Прихубсугулье.

## **ОБ ИЗМЕНЕНИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ЦИКЛЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ—МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ**

Центральный вопрос климатостратиграфических реконструкций плейстоценового этапа — установление схемы преобразования растительного покрова в цикле оледенение—межледниковье.

Пространственная структура растительного покрова региона отличается большой неоднородностью на всех уровнях ее организации, поэтому изменчивость природных

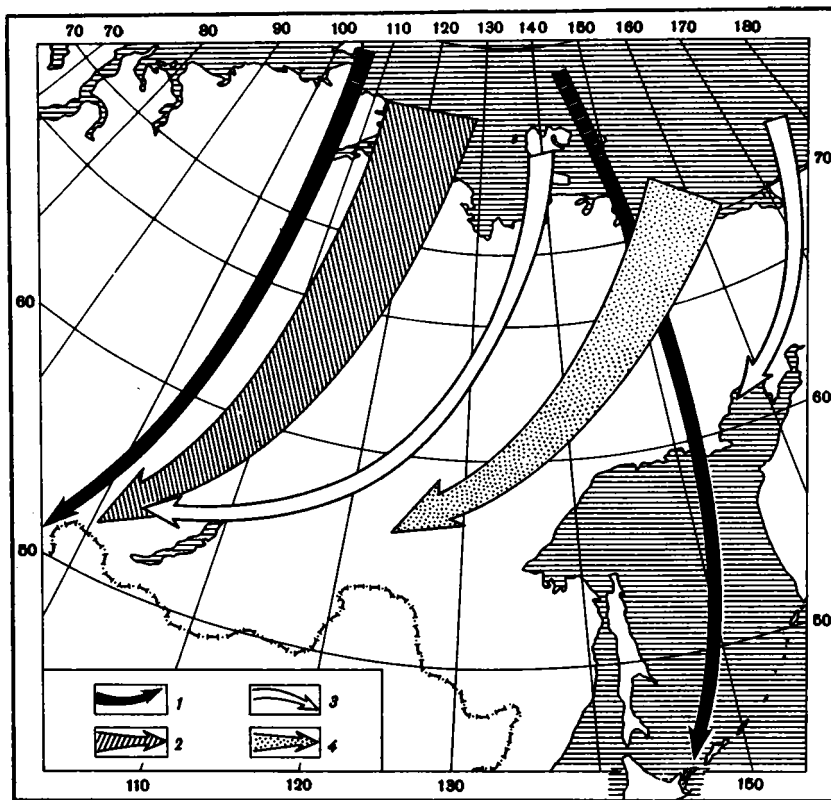
обстановок в одни и те же климатические фазы должна была иметь разную форму проявления и неодинаковую степень выраженности на его территории. При определении соответствия растительности той или иной климатической ситуации приходится учитывать весь пространственно сопряженный ряд последовательных изменений растительных ландшафтов от высокогорий к степной зоне. Высокогорья и верхняя часть лесного пояса во время горных оледенений становились палеогляциальной зоной; большая же часть территории — внеледниковая зона. В изучаемых разрезах, находящихся как в палеогляциальной, так и во внеледниковой (а их большинство) зоне, отражаются фрагменты истории развития растительности ограниченной территории и возможность пространственно-временной увязки событий, естественно, предполагает использование некоторых общих положений климатической теории плейстоцена и принципов идентификации растительности ледниковых и межледниковых отрезков плейстоцена.

Климатическая концепция периодизации плейстоцена южных районов Прибайкалья и Забайкалья, а также Монголии была основана на представлении об усилении континентальности климата ледниковых эпох в средних широтах вследствие смены широтной циклональной атмосферной циркуляции на меридиональную одновременно со смещением полярного фронта к югу, что вызывало изменение путей влагонесущих циклонов [Равский, 1972, с. 323]. Такой же подход к объяснению характера изменчивости климатических режимов плейстоцена принят в другой работе [Геокриологические..., 1974]: «...в ледниковья зональная циркуляция воздуха ослабевала, и пути движения циклонов, т. е. климатологические фронты, смещались в югу. Следствием таких изменений общей циркуляции атмосферы было синхронное похолоданию уменьшение осадков над территорией, занимаемой в середине лета полярным фронтом в современную эпоху, т. е. над югом Восточной Сибири, Забайкальем и Северной Монголией» (с. 178). Исходя из этого, с эпохами оледенения связывалось установление на территории юга Восточной Сибири и Северной Монголии перигляциального режима, а с оптимальными фазами межледниковий — плювиальные обстановки [Равский, 1972].

Палинологические данные, которыми эта точка зрения как будто подтверждалась, для юга Прибайкалья, Забайкалья и Северной Монголии были немногочисленными и выполненными схематично. Тем не менее вопрос о характере растительности внеледниковой зоны во время оледенений решался однозначно: во вторую половину ледниковых эпох распространялись перигляциальные степи с господством ксерофитов и даже сообщества перигляциальной полупустыни [Голубева, Равский, 1962, 1964; Равский и др., 1964; Гитерман, Голубева, 1965; Гитерман и др., 1968; Голубева, 1976, 1977, 1978]. Предполагалось простираание перигляциальной зоны во время зырянского оледенения до широты 42—44° на территории Монголии [Равский, 1972].

Если при палеогеографических реконструкциях использовать закономерности циркуляционных процессов, которые имеют место при современных короткопериодичных флуктуациях климатических режимов, то необходимо учесть некоторые положения об особенностях циркуляционных эпох, выделенных на основании продолжительности действия двух основных форм циркуляции — зональной и меридиональной [Дзержевский, 1962, 1968, 1975].

Звенья общей циркуляции, оказывающие влияние на циркуляционные процессы в Сибири, — это полярный и азиатский антициклоны, кольцо циклонической деятельности над восточной частью Северного полушария, исландская и алеутская депрессии [Чаплыгина, 1968 а, б]. При смене циркуляционных эпох происходило смещение основных звеньев циркуляции и изменение их интенсивности. Во-первых, в зональную эпоху в зимние периоды центр циркумполярного вихря смещался по сравнению с меридиональной эпохой в сторону американского сектора Арктики, сужалась площадь приполярной области повышенного давления, которая была опоясана кольцом циклонической деятельности в умеренных широтах. Перемещение циклонов над Евразией происходило в полосе на 10° севернее, чем в меридиональную эпоху [Чаплыгина, 1968б]. Вторым важным моментом взаимосвязи флуктуации климатических режимов со смещением



**Рис. 4.** Смещение осей полярных вторжений в эпохи с преобладанием процессов зональной и меридиональной циркуляции (по Б. Л. Дзердзеевскому [1962])

Стрелками показаны вторжения холодных воздушных масс на восток СССР в меридиональную (1 — летний и 2 — зимний периоды 1906—1915 гг.) и зональную (3 — летний и 4 — зимний периоды 1944—1953 гг.) эпохи

звеньев общей циркуляции считается закономерность перемещения осей арктических вторжений. В зональную эпоху оси вторжений располагались на 10—20° долготы восточнее, чем в меридиональную (рис. 4). Это создавало очевидный климатический эффект на территории Восточной Сибири [Дзердзеевский, 1962; Дзердзеевский, Чаплыгина, 1968; Савина, 1968]. Третий момент: в зональную эпоху изменялась не интенсивность, а преимущественно конфигурация азиатского антициклона. Центр антициклона смещался на восток-юго-восток, становился сглаженным северо-восточный гребень, соединявшийся в меридиональную эпоху с приполярной областью повышенного давления; происходило ослабление северо-западной и юго-восточной частей антициклона [Чаплыгина, 1968а]. Таким образом, пространственная схема циркуляции изменяется от одной эпохи к другой как в широтном, так и в меридиональном направлении. Вряд ли можно унифицировать схему изменения циркуляционных процессов для всего плейстоцена, подчинив ее в основном смещениям полярного фронта и распространяя это влияние на обширнейшие пространства, которые в действительности испытывали неоднородные климатические эффекты в одни и те же циркуляционные эпохи.

Действительно, исследования показали неоднородный ход изменения осадков и температуры в районах Северной Сибири, Якутии, Прибайкалья и Забайкалья при переходе от меридиональной эпохи к зональной. Для Прибайкалья, Западного и Восточного Забайкалья зональная эпоха была во все сезоны теплее и суше, чем меридио-

нальная. Для более северных районов Восточной Сибири эта эпоха была влажнее, чем меридиональная, в основном за счет летних и частично (в некоторых районах) зимних осадков, и преимущественно теплее, чем меридиональная; только для Якутии отмечены более холодные летние и зимние периоды [Кононова, 1968а, б]. Значит, в средних и северных широтах Восточной Сибири зональная эпоха более влажная и теплая, а на юге Прибайкалья и Забайкалья — более сухая и теплая, чем меридиональная.

Основные осадкообразующие процессы на юге Восточной Сибири, по многолетним наблюдениям, также отличаются некоторой автономностью, которая обеспечивается действием южных влагонесущих потоков. Меридиональная эпоха означает здесь усиление влагообеспеченности благодаря более интенсивному, чем в зональную эпоху, развитию циклонической деятельности, известной как «выход южных циклонов» [Бухалова, 1959]. Условием возникновения южных циклонов над Монголией и Северо-Западным Китаем с выходом их на Забайкалье является адвекция холода с Карского моря на юг Западной Сибири, с Таймыра на юг Красноярского края, в Иркутскую область и западные районы Монголии. Выход южных циклонов характерен для промежуточных сезонов — весны и осени, бывает он и летом. Это очень активный процесс, приносящий интенсивные и обильные осадки и резко изменяющий погодные условия (происходит понижение температуры и усиление северо-западного ветра после прохождения холодного фронта). Статистика показала, что в меридиональную эпоху по сравнению с зональной случаи выхода южных циклонов возрастали в теплый период с 23 до 32% длительности сезона; осенью повторяемость их была еще больше — 40% против 22% в зональную эпоху. Таким образом, потенциальные условия снижения фона теплообеспеченности и увеличения влагообеспеченности в Монголии и на юге Забайкалья создавались во время преобладания меридиональных циркуляционных процессов.

В такой постановке вопрос о соответствии климатических режимов оледенений влажным периодам, а межледниковий — относительно засушливым и теплым не вызывает сомнений. Периоды повышенного увлажнения были благоприятными как для развития горных ледников, так и для расширения на нижние уровни гор лесных сообществ. Понижение общего температурного фона, имевшее значение для развития лесов на палеогляциальном уровне гор, на более низких ступенях горного рельефа и в предгорьях способствовало наступлению леса на степь. Поэтому весь период, начиная с момента нарастания влагообеспеченности во второй половине межледниковья, затем время ледникового эпизода в горах и начало следующего межледниковья — это был в целом «лесной» этап развития растительности. Но он состоял из нескольких фаз, соответствовавших определенным климатическим стадиям. Остается вопрос о реальности криоксеротической стадии конца оледенения и возможности ее проявления в растительности. Следует подчеркнуть, что для Монголии и лесостепных районов Прибайкалья и Забайкалья «перигляциальность» растительности внеледниковой зоны не доказана флористически ни в одной из работ, утверждающих существование таких фаз в развитии растительности. Наши палеоботанические материалы по Монголии и Восточному Забайкалью дают основание для решения вопроса о «перигляциальных» флорах в ином ключе. Перигляциальная растительность в полосе, примыкающей к участкам горного оледенения, безусловно, имела специфический облик (см. гл. 3). Что касается внеледникового уровня, в который входили не только равнины, но и низко-среднегорные массивы, то для этой огромной территории можно говорить только об «условно криоксеротической стадии». Почему? Дело в том, что по палинологическим данным действительно восстанавливаются специфические сообщества, однако их варианты существуют в горных районах и сейчас, но, во-первых, они занимают там вполне определенные высотные интервалы и экспозиции, а во-вторых, это не открытые, а лесные (или главным образом лесные) сообщества. Это, например, условно «холодные» типы низко-среднегорных лиственничников и некоторые специфические для гор юга Восточной Сибири и особенно Монголии травянистые группировки пионерного типа. Важно подчеркнуть,



однако, что время расселения подобных сообществ не было строго приурочено к концу оледенения. Очевидно, что сочетание климатических параметров, обеспечивающее своеобразные перестройки растительности, например активизацию некоторых типов листовенников и оригинальных травянисто-кустарничковых группировок — их спутников, могло возникать в разные отрезки времени «прохладной» части климатического ритма. Один вариант — при переходе от межледниковой эпохи к эпохе оледенения гор, когда температурный фон мог снизиться, а существенного приращения влагообеспеченности еще не было; другой — в конце эпохи горного оледенения вследствие быстрого импульсивного снижения общей увлажненности при сохранении некоторого времени относительно пониженного температурного фона.

## ГЛАВА 3

### РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

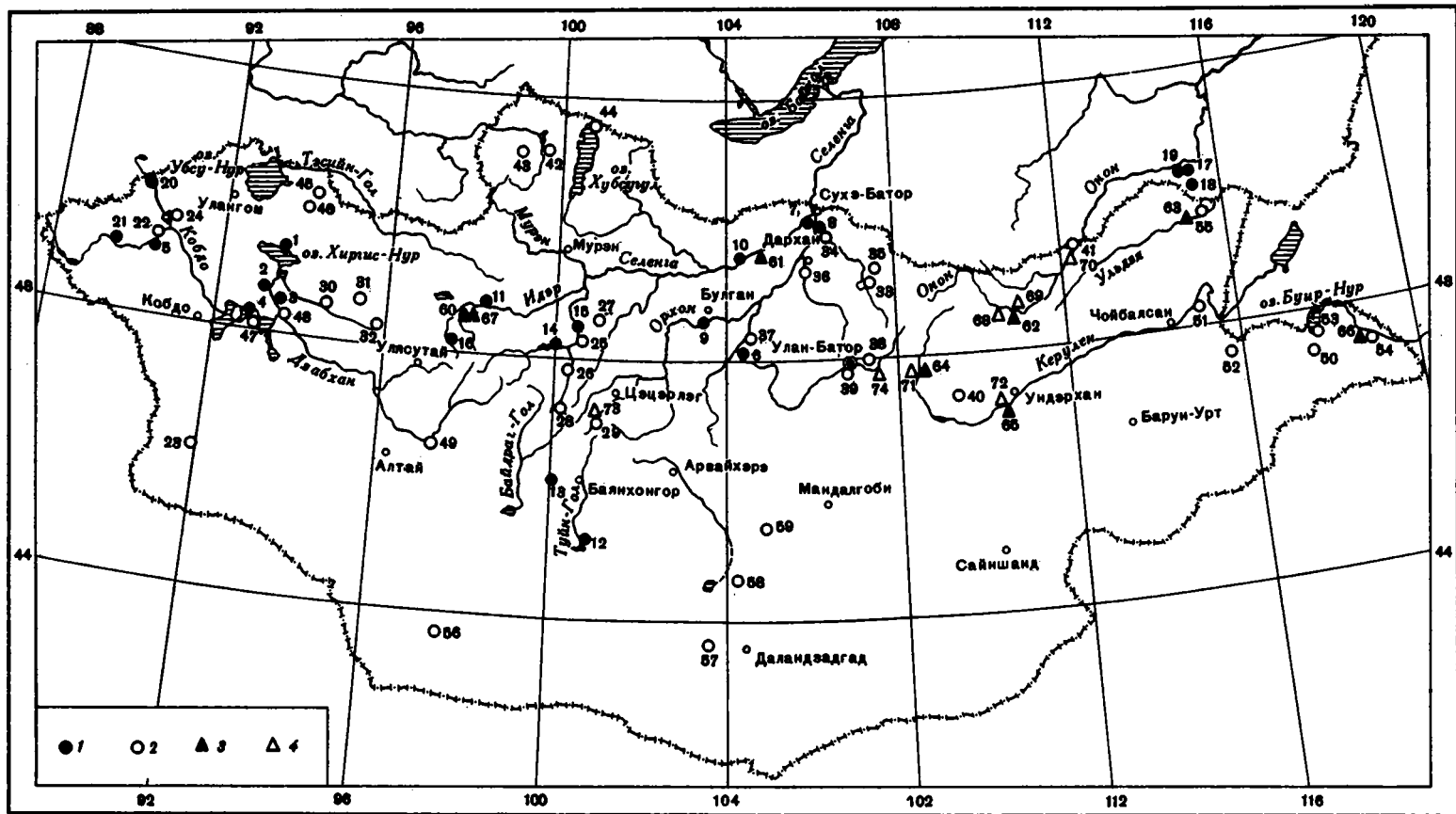
Стратиграфические материалы в данной главе приводятся по отдельным районам, сгруппированным в четыре области. Так как территория Монголии изучена далеко не достаточно, стратиграфия отложений некоторых опорных районов может служить в определенной степени эталоном при расчленении рыхлых толщ на более обширной площади. Как правило, в таких районах имеются представительные разрезы, охарактеризованные палеонтологическими, палинологическими материалами, абсолютными датами и палеомагнитными исследованиями. На основе структурно-геоморфологического анализа выделены четыре крупные области с определенными типами неотектонического развития и эволюции природных условий. Этим определялась специфика формирования отложений — преобладание разных по генезису осадков, их состава, распространения, мощностей, взаимоотношения в пространстве.

Таковыми областями являются: 1) область новейшего горообразования; 2) рифтовые впадины и горы Северной Монголии; 3) область крупных межгорных впадин; 4) область высоких равнин и впадин Восточной и Южной Монголии. Положение изученных разрезов, упоминающихся в тексте, приведено на рис. 5.

Рис. 5. Основные разрезы плиоцена (1), плейстоцена (2), голоцена (3) и выборки проб современного аллювия (4)

Разрезы охарактеризованы: Ф — фауной, СП — палинологически, К-Аг, ТЛ, <sup>14</sup>С — датами абсолютного возраста, ПМ — палеомагнитными данными

Разрезы плиоцена: 1 — Хиргис-Нур-2 (Ф, СП, ПМ, ТЛ); 2 — Дзабхан (Ф); 3 — Дзагсо-Хайрхан (Ф, СП); 4 — Чоно-Хариах (Ф, СП); 5 — Кобдо-1 (Ф, СП, ПМ, ТЛ); 6 — Хайляст (Ф, СП); 7 — Шамар (Ф, ПМ); 8 — Бурал-Обо (Ф, СП, ПМ); 9 — Орхон-1, 2 (Ф, СП, К-Аг); 10 — Шара-Манхатай (Ф, СП); 11 — Идэр (Ф); 12 — Туин-Гол (Ф, ПМ); 13 — Мухор-Эрик (Ф, СП); 14 — Сумэин-Гол (СП); 15 — Чулуту (СП, ПМ, К-Аг); 16 — Цаган-Гол, Идэр (СП); 17 — Онон, глубокая скважина (СП); 18 — Барун-Торей (СП); 19 — Цасучей, скважина (СП); Разрезы плейстоцена: 20 — Могунь-Бурень (СП, ТЛ); 21 — Улан-Хус (СП); 22 — Кобдо-2 (СП, ТЛ); 23 — Уэнчи (СП); 24 — Ачит-Нур (СП); 25 — Тагийн-Гориха (СП, ТЛ); 26 — Чулуту (СП, ТЛ); 27 — Сумэин-Гол (СП, ТЛ); 28 — Арчит-Гол (СП); 29 — Урд-Тамир (СП); 30 — Хунгуй-Гол (Ф, СП); 31 — Сантамаргац (Ф, СП); 32 — Мухор-Булак (Ф, СП); 33 — Тологойту (Ф, СП); 34 — Иро-Гол (СП); 35 — руч. Болотный (Ф); 36 — Дархан (данные бурения); 37 — Тола, Хайляст (СП); 38 — Налайха (Ф, СП); 39 — Улан-Батор (Ф); 40 — Банн-Мод (СП); 41 — Онон (СП); 42 — Бэлтэсин-Гол (Ф); 43 — Дархатская впадина (СП); 44 — Ихэ-Ханг-Гол (СП); 45 — Нарийн-Гол (Ф); 46 — Мухор-Булак (Ф); 47 — Чоно-Хариах (СП, ТЛ); 48 — Дзабхан (СП); 49 — Дзабхан, Гулин (СП); 50 — Тамцаг (СП); 51 — Керулен (СП); 52 — Курэй (СП); 53 — Буир-Нур (СП, ТЛ); 54 — Халхин-Гол (Ф, СП, ТЛ); 55 — Ульдзя-Дуро-Нур (Ф, СП, ТЛ); 56 — Эхин-Гол (ТЛ); 57 — Гурван-Сайхан (СП); 58 — Гоби (СП); 59 — Дэлгэр-Хангай (СП); Разрезы голоцена: 60 — Тэгшийн-Гол (СП); 61 — Селенга (СП); 62 — Онон (СП); 63 — Ульдзя (СП); 64 — Керулен-1 (СП); 65 — Керулен-2 (СП); 66 — Халхин-Гол (СП). Выборки современного аллювия: 67 — Тэгшийн-Гол; 68 — Барху-Гол; 69 — Онон-1; 70 — Онон-2; 71 — Керулен-1; 72 — Керулен-2; 73 — Урд-Тамир; 74 — Тола



## ОБЛАСТЬ НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ

В разделе рассматриваются горные сооружения, возникшие в период новейшей активизации территории Монголии — в неогене и плейстоцене: линейно вытянутые хребты Монгольского и Гобийского Алтая, сложные сводово-глыбовые нагорья Хангая и Хэнтэя. История развития и геоморфология этих крупнейших морфоструктур даны ранее в ряде работ [Девяткин, 1981; Геоморфология..., 1982; Землетрясения..., 1986].

### МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ

Монгольский Алтай — сложная система горных хребтов северо-западного простирания, разделенных межгорными впадинами. Его ширина уменьшается от 400 км в северо-западной части до 60 км в юго-восточной. Он четко отграничен от Котловины Больших Озер эрозионно-тектоническими уступами передовых Предалтайских хребтов, а с юга отделен от Бурун-Хурайской впадины крупными зонами субширотных разломов. Намечаются две системы впадин, разделяющих основные хребты. Предалтайская зона депрессий — это впадины, протягивающиеся от оз. Ачит-Нур по долине р. Кобдо к оз. Хара-Ус-Нур и далее к юго-востоку через Дзэргэнскую, Дарбийскую впадины в сторону крупной котловины Шаргаин-Гоби [Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975]. Вторая система впадин, значительно меньшая по размерам, проходит почти по осевой части Монгольского Алтая и состоит из отдельных структур того же северо-восточного простирания.

Монгольский Алтай — высокогорная страна, 60% ее территории лежит выше 2000 м над уровнем моря, а отдельные горные массивы превышают 4000 м. Над Котловиной Больших Озер передовые хребты возвышаются почти на 1500—2000 м, а над Бурун-Хурайской впадиной осевые части Алтая поднимаются на 2000—3000 м. В плейстоцене Монгольский Алтай был областью развития древнего оледенения. Все работы, посвященные четвертичной истории этой территории и советской части Алтая, были связаны с изучением древнего оледенения — его морфологии и масштабов, в меньшей степени — стратиграфии ледниковых комплексов [Сапожников, 1911; Иванов, 1949, 1953а; Мурзаев, 1952; Кузнецов, 1955а, б; Маринов, Хасин, 1954]. Разработка ледниковой стратиграфии, успешно проводимая в Алтае-Саянской области, показывает, что ледниковый комплекс является перспективным для стратиграфических целей. Работы в Монгольском Алтае подтверждают это, но показывают и большую сложность стратиграфических исследований без применения геохронологических методов. В этом отношении исследование в Горном Алтае продолжают оставаться примером. Опубликована серия работ по ледниковой стратиграфии Монгольского и Горного Алтая [Девяткин, 1965, 1970, 1972; Мурзаева и др., 1971; Геохронология СССР, 1974; Девяткин и др., 1975, 1978, 1979, 1982; Свиточ и др., 1978; Окишев, 1976, 1982; Архипов и др., 1985; Rutkowski, 1966, 1970; Slowanski, 1970a]. Представление о масштабах плейстоценового оледенения Монгольского Алтая дает карта (рис. 6, см. вкл.).

Наибольшие площади имели позднеплейстоценовые ледники северных и восточных склонов северной группы горных массивов. Здесь отмечено самое низкое положение четко выраженных конечных морен: 1800—1900 м в предгорьях хребта Чихачева, на севере хребта Тургэни-Ула и в низовьях р. Сагсай; 2100—2200 м в долинах восточного склона хребта Табун-Богдо, в бассейнах рек Цаган-Гол, Кобдо и др., северной окраины гор Цэнгэл-Хайрхан-Ула и Цаст-Ула (хребет Намурджаны). С продвижением на юго-восток оледенение сокращалось, ледники здесь кончались обычно на высотах 2500—2600 м, а на южных склонах — 2800—2900 м, как, например, в районе горы Сутай-Ула. Длина ледников на севере составляла в среднем 20—30 км, самые крупные ледники протягивались по крупным долинам северо-западной, наиболее увлажненной окраины района к югу и востоку от массива Табун-Богдо, где и сейчас располагается единственный крупный в Монголии ледник Потанина длиной 20 км. Ледники, стекавшие отсюда по долинам рек Цаган-Гол и Ойгор-Гол, имели длину 50—60 км, а ледник-гигант, заполнявший Верхнекобдинскую впадину, — около 100 км. Южнее ледники нигде не

достигали таких размеров, они имели длину от 5 до 20 км, изредка достигая 30 км, как, например, в хребте Мунх-Хайрхан-Ула. Снеговая граница в Монгольском Алтае располагалась в среднем на высотах 2600—3200 м при современном ее положении 3000—3600 м. Таким образом, величина ее депрессии оценивается в 400 м. С запада на восток и с севера на юг снеговая граница повышалась.

Следы позднеплейстоценового оледенения сохранились достаточно хорошо, что позволяет сравнительно достоверно восстанавливать его характер и масштабы. Труднее со среднеплейстоценовым оледенением, моренный рельеф и отложения которого сильно денудированы, конечные морены встречаются крайне редко, кары и трогии разрушены. Лишь в нескольких местах по высотному и пространственному соотношению конечных морен позднего плейстоцена и внешнего края поля размытых среднеплейстоценовых морен удалось установить, что более древние ледники спускались по крайней мере на 200—300 м, а на севере на 500 м ниже, чем в позднем плейстоцене. Депрессия снеговой границы составляла тогда 600—700 м. Длина ледников в большинстве случаев превышала позднеплейстоценовые на 5—10 км, а иногда на 20—30 км. При сохранении преобладающей роли оледенения карово-долинного типа большее значение в период его максимального развития приобрели ледники подножий. Часто встречались ледники, заполнявшие межгорные впадины — Толбо-Нурскую, Даян-Нурскую, Дэлюнскую и др.

Проблема стратиграфии ледниковых отложений Монголии, как и Южной Сибири, решается достаточно сложно. Основным методом выделения ледниковых эпох является геоморфологический, основанный на соотношении экзарационных форм — трогов и каров (их «вложении», разновысотном положении и т. д.) и разной степени сохранности («свежести») коррелятивных им ледниково-аккумулятивных форм рельефа, главным образом морен. Это дает возможность создать «относительную» стратиграфию ледниковых горизонтов [Асеев, Маккавеев, 1976]. Определение ранга их самостоятельности затруднено из-за отсутствия характеристики межледниковых отложений. Но и само понятие межледниковья и характер его климатической обстановки в горных районах безусловно должны отличаться от стандартов, выработанных для районов равнинных оледенений Европы и Западной Сибири.

Одним из признаков разновозрастности морен горных оледенений является степень денудированности их поверхности. Такая методика расчленения морен применяется в горных районах Северной Америки и Европы [Флинт, 1963]. В ряде работ по Монгольскому Алтаю также указывается на неодинаковый характер мезо- и микроформ рельефа разновозрастных морен [Сапожников, 1911; Grano, 1910]. А. Х. Иванов [1949] выделил по р. Саксай три морены, из которых наиболее древняя морфологически резко отличается от второй и третьей. В массиве Тургени-Ула польские исследователи также выделяют морены трех возрастных генераций — рисскую и две вюрмских [Rutkowski, 1970; Slowanski, 1970a, b]. Очевидно, во всей Алтае-Саянской области и в Монгольском Алтае разная степень сохранности моренного рельефа может использоваться как критерий для определения относительного возраста оледенений. Нами [Девяткин, Мурзаева, 1979] применена методика С. Портера [Porter, 1970], и в результате исследований сделан вывод о том, что морены Монгольского Алтая по рельефу четко делятся на две генерации — древние выположенные слабоволнистые равнины и молодые бугристо-западные морены с дугами нескольких стадийных и боковых морен. Разная морфология морен безусловно говорит о значительном временном интервале между их образованием, который вполне может отвечать рангу межледниковья. Показательным является также соотношение в рельефе этих двух комплексов морен. Древняя морена расположена вне края молодых конечных морен. Последние налегают на нее, расчленяя ложбинами стока поверхность древней морены. В троговых долинах фрагменты древних морен сохраняются на плечах трогов, а молодые морены по отношению к ним являются вложенными. Подобные соотношения хорошо выражены в массивах Тургени-Ула и Хархира-Ула. Однако выраженность древних морен и их морфологическая сохранность сильно затушевываются последующими процессами. В долинах рек они обычно размыты и сохраняются лишь на их бортах. Вместе с тем

## ОБЛАСТЬ НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ

В разделе рассматриваются горные сооружения, возникшие в период новейшей активизации территории Монголии — в неогене и плейстоцене: линейно вытянутые хребты Монгольского и Гобийского Алтая, сложные сводово-глыбовые нагорья Хангая и Хэнтэя. История развития и геоморфология этих крупнейших морфоструктур даны ранее в ряде работ [Девяткин, 1981; Геоморфология..., 1982; Землетрясения..., 1986].

### МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ

Монгольский Алтай — сложная система горных хребтов северо-западного простирания, разделенных межгорными впадинами. Его ширина уменьшается от 400 км в северо-западной части до 60 км в юго-восточной. Он четко отграничен от Котловины Больших Озер эрозивно-тектоническими уступами передовых Предалтайских хребтов, а с юга отделен от Бурун-Хурайской впадины крупными зонами субширотных разломов. Намечаются две системы впадин, разделяющих основные хребты. Предалтайская зона депрессий — это впадины, протягивающиеся от оз. Ачит-Нур по долине р. Кобдо к оз. Хара-Ус-Нур и далее к юго-востоку через Дзэргэнскую, Дарбийскую впадины в сторону крупной котловины Шаргаин-Гоби [Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975]. Вторая система впадин, значительно меньшая по размерам, проходит почти по осевой части Монгольского Алтая и состоит из отдельных структур того же северо-восточного простирания.

Монгольский Алтай — высокогорная страна, 60% ее территории лежит выше 2000 м над уровнем моря, а отдельные горные массивы превышают 4000 м. Над Котловиной Больших Озер передовые хребты возвышаются почти на 1500—2000 м, а над Бурун-Хурайской впадиной осевые части Алтая поднимаются на 2000—3000 м. В плейстоцене Монгольский Алтай был областью развития древнего оледенения. Все работы, посвященные четвертичной истории этой территории и советской части Алтая, были связаны с изучением древнего оледенения — его морфологии и масштабов, в меньшей степени — стратиграфии ледниковых комплексов [Сапожников, 1911; Иванов, 1949, 1953а; Мурзаев, 1952; Кузнецов, 1955а, б; Маринов, Хасин, 1954]. Разработка ледниковой стратиграфии, успешно проводимая в Алтае-Саянской области, показывает, что ледниковый комплекс является перспективным для стратиграфических целей. Работы в Монгольском Алтае подтверждают это, но показывают и большую сложность стратиграфических исследований без применения геохронологических методов. В этом отношении исследование в Горном Алтае продолжают оставаться примером. Опубликована серия работ по ледниковой стратиграфии Монгольского и Горного Алтая [Девяткин, 1965, 1970, 1972; Мурзаева и др., 1971; Геохронология СССР, 1974; Девяткин и др., 1975, 1978, 1979, 1982; Свиточ и др., 1978; Окишев, 1976, 1982; Архипов и др., 1985; Rutkowski, 1966, 1970; Slowanski, 1970a]. Представление о масштабах плейстоценового оледенения Монгольского Алтая дает карта (рис. 6, см. вкл.).

Наибольшие площади имели позднеледниковые ледники северных и восточных склонов северной группы горных массивов. Здесь отмечено самое низкое положение четко выраженных конечных морен: 1800—1900 м в предгорьях хребта Чихачева, на севере хребта Тургэни-Ула и в низовьях р. Сагсай; 2100—2200 м в долинах восточного склона хребта Табун-Богдо, в бассейнах рек Цаган-Гол, Кобдо и др., северной окраины гор Цэнгэл-Хайрхан-Ула и Цаст-Ула (хребет Намурджаны). С продвижением на юго-восток оледенение сокращалось, ледники здесь кончались обычно на высотах 2500—2600 м, а на южных склонах — 2800—2900 м, как, например, в районе горы Сутай-Ула. Длина ледников на севере составляла в среднем 20—30 км, самые крупные ледники протягивались по крупным долинам северо-западной, наиболее увлажненной окраины района к югу и востоку от массива Табун-Богдо, где и сейчас располагается единственный крупный в Монголии ледник Потанина длиной 20 км. Ледники, стекавшие отсюда по долинам рек Цаган-Гол и Ойгор-Гол, имели длину 50—60 км, а ледник-гигант, заполнявший Верхнекобдинскую впадину, — около 100 км. Южнее ледники нигде не

достигали таких размеров, они имели длину от 5 до 20 км, изредка достигая 30 км, как, например, в хребте Мунх-Хайрхан-Ула. Снеговая граница в Монгольском Алтае располагалась в среднем на высотах 2600—3200 м при современном ее положении 3000—3600 м. Таким образом, величина ее депрессии оценивается в 400 м. С запада на восток и с севера на юг снеговая граница повышалась.

Следы позднплейстоценового оледенения сохранились достаточно хорошо, что позволяет сравнительно достоверно восстанавливать его характер и масштабы. Труднее со среднеплейстоценовым оледенением, моренный рельеф и отложения которого сильно денудированы, конечные морены встречаются крайне редко, кары и трогии разрушены. Лишь в нескольких местах по высотному и пространственному соотношению конечных морен позднего плейстоцена и внешнего края поля размытых среднеплейстоценовых морен удалось установить, что более древние ледники спускались по крайней мере на 200—300 м, а на севере на 500 м ниже, чем в позднем плейстоцене. Депрессия снеговой границы составляла тогда 600—700 м. Длина ледников в большинстве случаев превышала позднеплейстоценовые на 5—10 км, а иногда на 20—30 км. При сохранении преобладающей роли оледенения карово-долинного типа большее значение в период его максимального развития приобрели ледники подножий. Часто встречались ледники, заполнявшие межгорные впадины — Толбо-Нурскую, Даян-Нурскую, Дэлюнскую и др.

Проблема стратиграфии ледниковых отложений Монголии, как и Южной Сибири, решается достаточно сложно. Основным методом выделения ледниковых эпох является геоморфологический, основанный на соотношении экзарационных форм — трогов и каров (их «вложении», разновысотном положении и т. д.) и разной степени сохранности («свежести») коррелятных им ледниково-аккумулятивных форм рельефа, главным образом морен. Это дает возможность создать «относительную» стратиграфию ледниковых горизонтов [Асеев, Маккавеев, 1976]. Определение ранга их самостоятельности затруднено из-за отсутствия характеристики межледниковых отложений. Но и само понятие межледниковья и характер его климатической обстановки в горных районах безусловно должны отличаться от стандартов, выработанных для районов равнинных оледенений Европы и Западной Сибири.

Одним из признаков разновозрастности морен горных оледенений является степень денудированности их поверхности. Такая методика расчленения морен применяется в горных районах Северной Америки и Европы [Флинт, 1963]. В ряде работ по Монгольскому Алтаю также указывается на неодинаковый характер мезо- и микроформ рельефа разновозрастных морен [Сапожников, 1911; Granö, 1910]. А. Х. Иванов [1949] выделил по р. Саксай три морены, из которых наиболее древняя морфологически резко отличается от второй и третьей. В массиве Тургени-Ула польские исследователи также выделяют морены трех возрастных генераций — рисскую и две вюрмских [Rutkowski, 1970; Slowanski, 1970a, b]. Очевидно, во всей Алтае-Саянской области и в Монгольском Алтае разная степень сохранности моренного рельефа может использоваться как критерий для определения относительного возраста оледенений. Нами [Девяткин, Мурзаева, 1979] применена методика С. Портера [Porter, 1970], и в результате исследований сделан вывод о том, что морены Монгольского Алтая по рельефу четко делятся на две генерации — древние выположенные слабоволнистые равнины и молодые бугристо-западные морены с дугами нескольких стадных и боковых морен. Разная морфология морен безусловно говорит о значительном временном интервале между их образованием, который вполне может отвечать рангу межледниковья. Показательным является также соотношение в рельефе этих двух комплексов морен. Древняя морена расположена вне края молодых конечных морен. Последние налегают на нее, расчленяя ложбинами стока поверхность древней морены. В троговых долинах фрагменты древних морен сохраняются на плечах трогов, а молодые морены по отношению к ним являются вложенными. Подобные соотношения хорошо выражены в массивах Тургени-Ула и Хархира-Ула. Однако выраженность древних морен и их морфологическая сохранность сильно затушевываются последующими процессами. В долинах рек они обычно размыты и сохраняются лишь на их бортах. Вместе с тем

в мелких внутривпадинных впадинах типа Толбо-Нурской они перекрыты более молодыми осадками. У подножий горных массивов древние морены бывают переработаны пролювиальными процессами, и об их присутствии там можно судить по крупным валунам, участвующим в строении предгорных конусов выноса. Валуны достигают 2—3 м и более в поперечнике и образуют на поверхности шлейфов целые поля «моренного перлювия».

Таким образом, по ряду геоморфологических показателей выделение двух разновозрастных комплексов моренных отложений представляется вполне правомерным. Эти комплексы, в свою очередь, могут быть расчленены на ряд моренных горизонтов. Так, в Верхнекобдинской котловине вне края древней морены на останцовых горках на высоте до 200 м над поверхностью древней морены наблюдались отдельные крупные (до 2—3 м и более) валуны, сильно выветрелые с поверхности. Геоморфологическая позиция валунов не позволяет связывать их распространение с описанной древней мореной, а заставляет считать остатками какой-то еще более ранней морены, оставленной ледником, перекрывавшим эти останцовые горки. Такие же поля эрратических валунов были встречены нами вне края древней денудированной морены на южных подножиях хребта Могун-Тайга в подобной геоморфологической ситуации.

Сложное строение древней морены фиксируется у подножия хребта Чихачева по р. Могун-Бурень. На буроватых аллювиальных галечниках плиоцена залегает мощная (до 40—50 м) сероцветная толща. Она состоит из пачек валуников с валунами до 2—3 м в диаметре, чередующихся с прослоями песков и гравийников. Местами в нее включены линзы моренного материала. В нижней части толщи отмечается значительное количество выветрелых валунов, видны включения подстилающих плиоценовых галечников в виде пакетов или растущих линз. Толща напоминает известные разрезы Чаган-Узун, Кубадру и другие на Горном Алтае, где наиболее древние ледниковые отложения имеют абсолютный возраст  $560 \pm 60$  и  $476 \pm 51$  тыс. лет. Предполагаемые корреляции ледниковых событий Горного и Монгольского Алтая приведены в гл. 6.

Аллювиальные отложения Монгольского Алтая прослеживаются по долинам рек, в первую очередь р. Кобдо и ее притоков. На участке от сомона Улан-Хус до выхода реки в Ачит-Нурскую котловину выделяются два комплекса террас. Высокие террасы встречаются в виде отдельных фрагментов высотой 50—100 м. Они обычно цокольные, с маломощным покровом аллювия. На стрелке рек Кобдо и Уйгурын-Гол остатки таких террас отмечены на высоте 80—100 м. Галечник террас мелкий, хорошо окатанный; галька с поверхности выветрелая, обохренная, трещиноватая, имеет внутреннюю выветрелую оторочку. Это, несомненно, дочетвертичный уровень, скорее всего плиоценовый (разрез Улан-Хус). Четыре уровня плейстоценовых террас сложены крупногалечным и валунным аллювием, достигают высоты 30—40 м и обычно бывают аккумулятивными. У бортов они перекрыты склоновыми образованиями. В верховьях долин аллювиальные отложения этого комплекса через систему флювиогляциальных конусов фациально связаны с моренами. В верхней части разрезов низких террас отмечаются текстуры солифлюкционных смывов, затрагивающих кровлю аллювия.

При выходе р. Кобдо из гор террасы образуют обширную и пологонаклонную «внутреннюю дельту», опирающуюся на впадину оз. Ачит-Нур. Здесь выделяется серия террас, вложенных в пролювиальный конус, отложения которого имеют ТЛ-даты около 1 млн лет (рис. 7). Высокая терраса — цокольная (разрез Кобдо-1); в ее основании выходят светлые мергелистые глины свиты хиргис-нур, перекрытые галечниками позднего плиоцена. Собственно аллювий III террасы (4—5 м) представлен рыхлыми галечниками и валуниками в песчаном заполнителе. Особенностью этой террасы является древняя почва (1,5—2 м) по аллювиальным галечникам, которая четко выделяется буро-коричневым цветом [Градусов и др., 1974]. В горизонте древней почвы увеличивается количество глинистой фракции, галька и валуны разрыхлены, мелкие обломки полностью разрушены, рассыпаются в руках, а у крупных отмечается разрыхленная выветрелая кайма. Отмечается сплошное прокрашивание гидроокислами железа и наличие железисто-марганцевых пленок на валунах и гальках. Зерна полевых шпатов

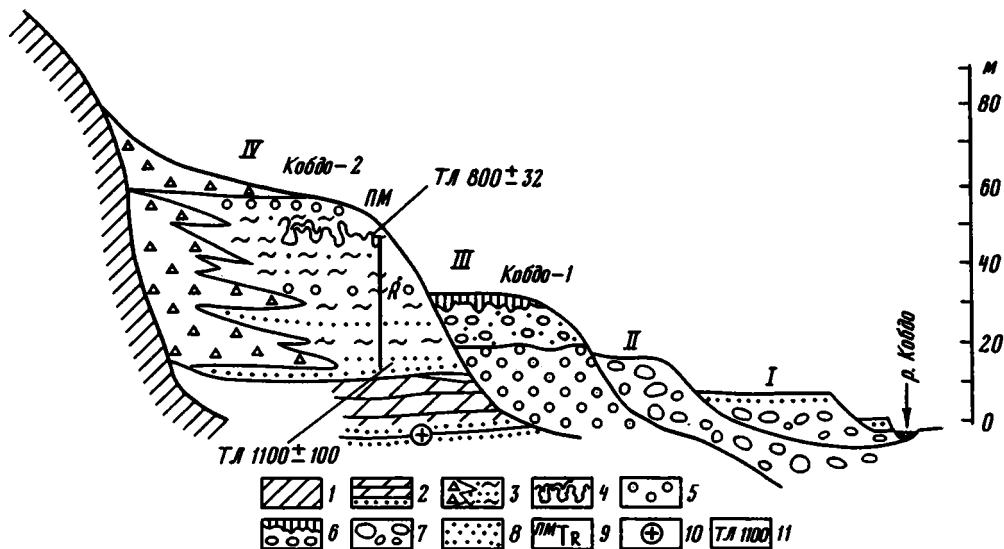


Рис. 7. Соотношение пролювиальных отложений предгорий Монгольского Алтая и террас у выхода долины р. Кобдо в Ачит-Нурскую впадину

1 — палеозойские породы; 2 — отложения свиты хиргис-нур ( $N_2^{1-2}$ ); 3 — плиоценовый пролювий ( $N_2^3$ ); 4 — деформации слоности криогенного типа; 5 — отложения свиты тунн-гол; 6 — галечники нижнего плейстоцена с древней почвой ( $Q_1$ ); 7 — валуники I и II террас; 8 — песок; 9 — палеомагнитный разрез с зоной обратной намагниченности (Матуяма); 10 — местонахождения остатков млекопитающих; 11 — термолюминесцентные даты (тыс. лет). I—III — террасы

превращены в белесую «сыпучку». Подробное описание особенностей этого наложенного горизонта древнего почвенного выветривания приведено, чтобы привлечь внимание к его стратиграфическому положению. Описываемая терраса оказывается вложенной по отношению к плиоценовым пролювиальным конусам выноса. Более низкие террасы связаны с моренами Алтая и относятся к среднему и позднему плейстоцену. Аллювий описанной террасы является раннечетвертичным, а горизонт древнего почвообразования может относиться к межледниковому времени. Подобные «наложенные» почвенные горизонты на нижнечетвертичных отложениях разного генезиса отмечались и в других районах Монголии [Słowanski, 1976; Десяткин, 1981].

После выхода из гор высокие и средние террасы р. Кобдо быстро снижаются и далее постепенно «уходят под урез», под отложения I и II террас. Примерно такое же соотношение аллювиальных террасовых комплексов имеет место по южному подножию Монгольского Алтая. В долине р. Уэнчи нижнеплейстоценовые отложения слагают 60-метровую террасу, состоящую в основании из буроватых галечников с отдельными крупными (до 0,6 м) валунами (разрез Уэнчи). Встречаются выветрелые галки, и вверх по разрезу материал заметно укрупняется. Отличительной особенностью этой террасы также является присутствие реликтовой бурой почвы на ее поверхности. Сама 60-метровая терраса вложена в 90-метровую террасу позднего плиоцена, сложенную бурыми галечниками, а более низкие террасы — средне- и позднеплейстоценовые. Отложения последних более грубые, что отчетливо видно у выхода долин на предгорные наклонные равнины. По-видимому, в среднем и позднем плейстоцене водность рек Монгольского Алтая временами была значительно выше современной, что говорит о плювиальности климата того времени.

Начало формирования пролювиальных отложений в предгорьях Монгольского Алтая фиксируется по крайней мере в раннем—среднем плиоцене [Десяткин, Жегалло, 1974]. Верхнеплиоценовые отложения также представлены преимущественно пролюви-



альными или аллювиально-пролювиальными фациями. В этом отношении интересен разрез Кобдо-2 (см. рис. 7). Здесь на мергелистых глинах свиты хиргис-нур с размывом залегает толща бурых алевритов, песков, сменяющихся вверх по разрезу щебнистыми глинами, плотно сцементированными песчаниками, конгломератами с нечеткой горизонтальной слоистостью. Палинологические материалы по данному разрезу (анализы выполнены Г. Н. Шиловой) указывают на более высокую, чем сейчас, влагообеспеченность бассейна, в котором, помимо современных лесообразователей горных лесов Монголии, встречались ольха и вяз [Девяткин, 1981]. Нижнеплейстоценовые пролювиальные отложения образуют вложенные генерации конусов среднего уровня. В отличие от верхнеплиоценовых они сложены более грубообломочным материалом, а на их поверхности, как и на аллювиальных террасах, сохранился горизонт бурой реликтовой почвы.

Пролювиальные отложения среднего и позднего плейстоцена в Монгольском Алтае развиты наиболее широко. Они образуют вложенную генерацию конусов, отличающаяся в целом повышенной грубообломочностью. Намечается определенная смена литологических пачек в разрезах. Основание разреза обычно сложено наклонно линзующимися пачками грубых валуников с суглинистым цементом, с линзами промытого песка, мелкого галечника, гравийника. Мощность таких осадков достигает 20—30 м. Отмечается резкое укрупнение состава пролювия у подножий гор, захваченных древним оледенением. Здесь даже на значительном удалении от гор в составе базальных горизонтов конусов нередки глыбы до 1,5—3 м в диаметре. Отдельные прослои по текстурным особенностям напоминают водные, флювиогляциальные, селевые и даже моренные образования. Такие отложения мы наблюдали в Дзэргэнской и Бэгрской впадинах. Материалы бурения показывают, что эти грубовалунные горизонты протягиваются на 15—20 км от гор во впадины. Литологические особенности и пространственное положение базальных пачек пролювия свидетельствуют о высокой водности потоков, об одновременности формирования такого типа пролювия и оледенения в горах и об общей увлажненности предгорий. Такой пролювий мы предложили называть «плювиальным» [Девяткин, 1970, 1981]. Вверх по разрезу конусов выноса материал становится менее грубообломочным, хуже окатанным, с более четкой наклонно-параллельной слоистостью. Увеличивается количество гравийно-щебнистых линз, глинизация цемента снижается, но возрастают его карбонатность и плотность цементации отдельных прослоев («верхнегобийские конгломераты»). Такое строение говорит о меньшей водности и временном характере потоков. Литологически верхние части разрезов конусов сходны с современными пролювиальными шлейфами, развитыми на дне сухих сайров, прорезающих плейстоценовые конусы выноса. Такой тип пролювия назван нами «аридным» [Девяткин, 1970, 1981]. Таким образом, стратиграфическое расчленение пролювиальных отложений может основываться на выделении их «климатогенных» типов и на прослеживании непосредственной связи их с ледниковыми (в горах), озерными и аллювиальными (во впадинах) осадками.

Озерные отложения развиты в межгорной впадине оз. Ачит-Нур и на меридиональном участке долины р. Кобдо. Во впадине оз. Ачит-Нур озерные отложения среднего плейстоцена отмечают максимальную трансгрессию озера до отметки +65 м. На восточном побережье озера на этой высоте обнажаются серые тонкозернистые пески с гравием мощностью до 3,5 м (разрез Ачит-Нур). Выше по склону озерные отложения замещаются щебнистыми и глинистыми делювиально-солифлюкционными отложениями. Верхнеплейстоценовые отложения озер Ачит-Нур и Урэг-Нур образуют низкие (10—15 м) песчаные террасы с серией береговых валов. Они связаны с аллювиально-дельтовыми осадками, формирующими низкие террасы рек Могун-Бурень и Каргы.

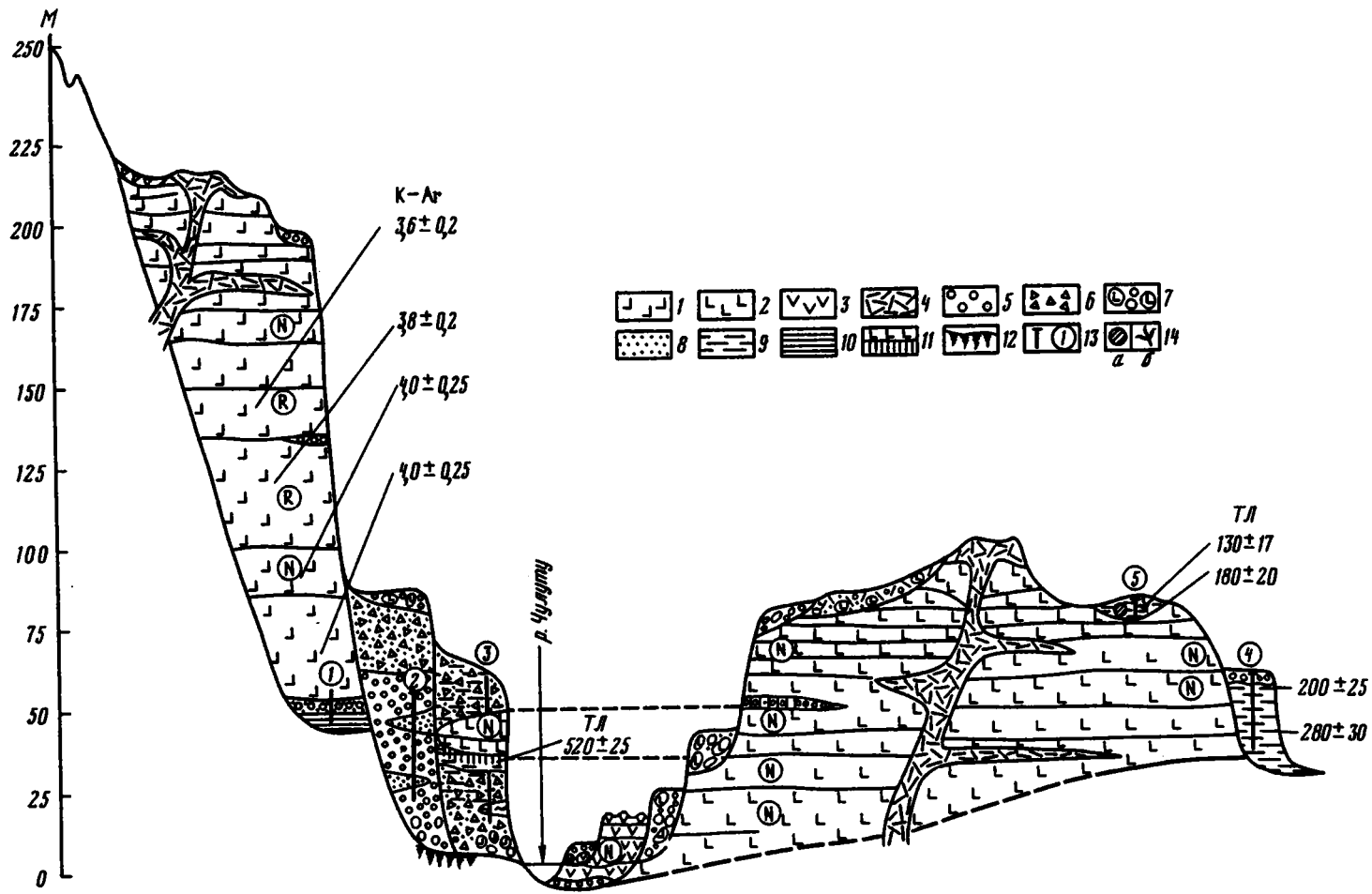
В данном разделе рассмотрены материалы по стратиграфии отложений Хангайского нагорья. Район имеет в целом ряд преимуществ перед другими в вопросах изучения плиоцен-плейстоценовых образований. Здесь развиты разновозрастные базальты, отложения речных террас и ледниковые толщи. В высокогорье Хангая палинологически изучены два разреза межледниковых отложений, что представляет редкость не только для гор Монголии, но и вообще для горных областей. Наконец, в Хангае есть возможность пользоваться комплексом геоморфологических, палинологических данных в сочетании с калий-аргоновым и термолюминесцентным датированием. Особенно интересные материалы получены в бассейне р. Чулуту. Основными мы считаем проблемы расчленения ледниковых отложений, возраста долинных базальтов и их соотношения с аллювием, расчленения и обоснования возраста осадков плиоцена.

Плиоценовые вулканические образования в виде долинных базальтов развиты в долинах рек Чулуту и Орхон, а также в Тарятской впадине. Лучше изучены базальты долины р. Чулуту, где проведены палеомагнитные исследования и получены абсолютные датировки (рис. 8), изучено строение базальтовой толщи, составлены схемы распространения базальтов [Девяткин и др., 1973; Корина и др., 1974б; Кебезинская, 1973, 1975; Девяткин, 1981; Логачев и др., 1982].

Плиоценовые базальты формируют, как правило, высокие (до 200 м) долинные уровни, отличающиеся по характеру поверхности — заметно более ровной по сравнению с поверхностью молодых вложенных плейстоценовых базальтов. Они четко выделяются по палеомагнитным данным, так как в них присутствуют потоки с обратной намагниченностью. Толща базальтов состоит из множества потоков, прорванных sillами и дайками. На поверхности высоких базальтовых террас известны древние вулканические постройки центрального типа, нечетко выраженные в рельефе.

В среднем течении р. Чулуту ниже впадения в нее р. Сумэин-Гол по палеомагнитным данным выделено три генерации плиоценовых базальтов [Корина и др., 1974б]. Абсолютные датировки получены для базальтов восточной части Тарятской впадины. Они относятся к нижней и средней частям 160-метровой толщи базальтов ниже устья р. Адзаргын-Гол. Возраст базальтов определен в  $3,6 \pm 0,2$ — $4 \pm 0,25$  млн лет. [Логачев и др., 1982].

Наиболее древним осадочным образованием является так называемый подбазальтовый аллювий — погребенные под базальтами в долине р. Чулуту ниже устья р. Адзаргын-Гол пестроцветные алевроиты и пески с растительным детритом, мощностью около 6 м. В составе пыльцы, определенной в этих осадках, основной фон составляет пыльца хвойных (до 80%). Преобладает пыльца сосны (53%) и ели секций *Eurpicea* и *Otoriga* (23%). Пыльца сосны представлена несколькими морфологическими разновидностями. Так, пыльца подрода *Diploxylo* имеет по крайней мере три морфологические формы, две из них близки к *Pinus silvestris*. Пыльца подрода *Harpoxylo* еще разнообразнее: определены формы, близкие к секциям *Sempra* и *Strobus*; отмечены необычно крупные пыльцевые зерна, близкие к секции *Parasempra*. Определена пыльца пихты (4%) и две морфологические формы пыльцы тсуги. В спектрах содержится до 14% пыльцы березы, есть пыльца широколиственных и экзотических родов дендрофлоры (*Juglans*, *Corylus*, *Tilia*, *Acer*, *Carpinus*, *Myrica*, *Ilex*, *Diervilla*). Пыльца *Ulmaceae* представлена тремя морфологическими разновидностями. В группе травянистых растений преобладает пыльца вересковых, гречишных и полыни; отмечена пыльца злаков, сложноцветных, кипрейных, гвоздичных, маревых, валериановых и водных растений — урути и ежеголовниковых, а также споры гроздовника, многоножки, папоротников, плаунов, сфагновых мхов. Состав пыльцы трав отражает распространение лугово-лесных сообществ. В среднегорье распространялись полидоминантные хвойно-широколиственные леса. Таксономический состав дендрофлоры подбазальтового аллювия близок к пылевому комплексу из отложений свиты хиргис-нур (пачка Б) — стратотипа нижнего—среднего плиоцена Западной Монголии, и этот возраст подтверждается абсолютными датами перекрывающих аллювий базальтов.



Аллювий, который по палинологическим данным мы датировем средним — началом позднего плиоцена, изучен в верховьях р. Идэр в высокогорной части Западного Хангая. Отложения вскрыты в правом борту р. Цаган-Гол, правого притока р. Идэр, на высоте около 400 м над рекой (абс. отм. 2400 м). В глубокой промоине, дренирующей оз. Давдаг-Нур, обнажаются (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Супесь буроватая, с дресвой и отдельными валунами . . . . .	0,5
2. Супесь серая, песчанистая, со щебнем, дресвой и валунами . . . . .	1,7
3. Песчано-гравийный материал с галькой и валунами, с прослоями тонкого песка . . . . .	12,5
4. Валунник и галечник, заполнитель — песок. Осыпь около 3 м . . . . .	2,3
5. Суглинок с валунами, галькой, щебнем . . . . .	4,5

Пыльца дендрофлоры и травянистых растений отличается разнообразием (рис. 9). В выборке (38 проб) преобладает пыльца березы и сосны; получена и картина распределения экзотических для современной флоры таксонов дендрофлоры. Более часто отмечена пыльца ольхи, лещины, вяза, боярышника (вероятность встречаемости 87, 47, 34 и 42%). Редко встречается пыльца липы, дуба, бирючины (вероятность встречаемости 24, 18, 16%). Единично отмечена пыльца кедра, пихты, лиственницы, ореха, бука, острои, облепихи. Пыльца некоторых семейств травянистых растений представлена несколькими морфологическими формами (Compositae — до 10 видов, Chenopodiaceae — до 6, Umbeliferae — 3, Ranunculaceae — 4, Rosaceae — 3 вида). В спектрах представлена пыльца лугово-лесных сообществ (Ericales, Ranunculus, Clematis, Polygonum viviparum, Rumex, Heracleum dissectum, Humulus, Urticaceae, Valerianaceae, Campanulaceae), лугово-степных и степных группировок (Ephedra, Vupleurum, Sanguisorba, Galium, Napolphyllum dahuricum, Stellera chamaejasme, Centaurea). Не оставляет сомнений факт расселения в высокогорье смешанных лесов, сменявшихся в привершинных уровнях гор темнохвойными — следствие существенно иных, чем современные, условий тепло- и влагообеспеченности (и, возможно, несколько меньших высот гор).

По таксономическому составу дендрофлоры разрез Цаган-Гола отражает преемственность развития флоры, описанной в разрезе Хиргис-Нур-2 (пачка Б) и в подбазальтовом аллювии разреза Чулуту. Из состава флоры «выпали» наиболее чувствительные к влагообеспеченности элементы, такие, как виды тсуги, восковницы, падуба, сосен. Это означает, что в течение временного интервала между двумя указанными ископаемыми флорами проявилась фаза существенной аридизации.

Возрастным аналогом флоры Цаган-Гола является древний аллювий р. Сумэин-Гол в Тарятской впадине. На верхнем участке долины он формирует 25—30-метровый уровень. Это толща галечников и песков мощностью около 15 м, перекрытых склоновыми осадками. В аллювии преобладает пыльца сибирской и обыкновенной сосны, определена пыльца пихты, ели, березы, ольхи, ольховника и единично — лещины, вяза, липы, ореха, граба, бука, а также споры осмунды. Такой состав пыльцы в отложениях на абсолютной высоте 2000 м (в полосе современных экспозиционных лиственничников) является свидетельством расселения в высокогорье разных типов леса с участием представителей широколиственного комплекса.

Верхнеплиоценовые отложения изучены в разрезах аллювия, включенного в толщу базальтов. Линзы аллювия в толще базальтов, несомненно, различаются по возрасту: одни из них залегают между I (обратно-) и II (прямомагнитной) генерациями



Рис. 8. Схема строения эффузивных и осадочных кайнозойских образований и их соотношения в Тарятской впадине и долине р. Чулуту

Базальты: 1 — плиоценовые, 2 — плейстоценовые, 3 — голоценовые; 4 — пирокластические образования; 5 — галечники; 6 — щебень; 7 — валуники; 8 — песок; 9 — алеврит; 10 — глина; 11 — контактно-обожженные осадочные породы; 12 — выветрелые коренные породы; 13 — разрезы с пыльцевыми флорами; 14 — семена (а) и харофиты (б); К-Аг — радиологические датировки (млн лет); ТЛ — термолюминесцентные датировки (тыс. лет); N — прямая и R — обратная намагниченность пород. Разрезы (цифры в кружках): 1 — подбазальтовый аллювий; 2 — 90-метровая терраса; 3 — 60-метровая терраса; 4 — древние озерные отложения в долине р. Чулуту; 5 — древние озерные отложения в долине р. Сумэин-Гол



Рис. 10. Два комплекса базальтовых террас плиоценового (1) и плейстоценового (2) возраста; уступ обнажения 90-метровой плиоценовой (3) и 60-метровой плейстоценовой с прослоем базальтов (4) террас в долине р. Чулуту. Фото Н. А. Кориной

пыльцы ели, пихты, лиственницы, ольхи, ольховника, встречены единичные пыльцевые зерна широколиственных растений.

К позднему плиоцену относятся аллювиальные отложения 200, 140, 100-метровых террас в нижнем течении р. Чулуту. Все они цокольные, аллювий мощностью до 10 м состоит из хорошо окатанных галечников. Спорово-пыльцевые спектры отражают лесостепную и степную растительность, включавшую из широколиственных растений липу, граб, вяз приземистый [Крупенина, 1985]. Палинология верхнеплиоценовых отложений указывает на расселение в среднем поясе гор наряду с лиственницей также обыкновенной сосны, березы, микротермных широколиственных пород. Поскольку пыльца темнохвойных растений везде содержится в незначительных количествах, можно предполагать, что в позднем плиоцене наиболее типичными лесными формациями были светлохвойные и смешанные леса, а состав пыльцы травянистых растений говорит об остепнении лесов и распространении горных степей.

Плейстоценовые отложения Хангая представлены осадочными и вулканогенными типами. Первые — это главным образом отложения ледникового комплекса и речных террас, вторые — долинны базальты, формирующие средние и низкие террасовые уровни в долинах рек Чулуту, Орхон и в Тарятской впадине. Нижнеплейстоценовые отложения изучены только в одном пункте. Ниже впадения руч. Тагйин-Гориха в р. Чулуту они образуют локальный аккумулятивный 60-метровый уровень. В обрыве вскрываются пролювиальные щебнисто-глыбово-супесчаные осадки с вклинивающимся потоком базальтов мощностью 6—13 м, имеющих прямую намагниченность (см. рис. 10, 4). ТЛ-дата подбазальтовых обожженных лёссовидных пород —  $520 \pm 75$  тыс. лет [Девяткин, 1981; Логачев и др., 1982]. Палинология отложений изучена Е. М. Малаевой, спорово-пыльцевая диаграмма опубликована [Логачев и др., 1982].

История осадконакопления в среднем и позднем плейстоцене — это история оледенения и вулканизма Хангая. Описание базальтов Тарятской впадины известно по работам А. В. Кожевникова и др. [1970], Е. В. Девяткина и др. [1973], Л. В. Агафонова и др. [1975], В. В. Кепежинскас и др. [1975], Н. А. Логачева и др. [1982]. В долине р. Чулуту «вложенные» плейстоценовые базальты образуют средневысотный террасовый уровень, четко отличающийся от высоких террас плиоценовых базальтов (см. рис. 8). Реки Сумэин-Гол и Чулуту образуют в них каньоны глубиной 20—90 м. Вулканические аппараты близ сомона Тарят и в долине Гичигинэ-Гол были центрами излияния базальтовых лав, заполнивших на многие километры каньон, врезаемый в плиоценовые базальты. Базальты среднего уровня в долине р. Чулуту и в Тарятской впадине имеют прямое направление намагниченности [Девяткин и др., 1973; Корина и др., 1974]. Имеющиеся К-Аг — 1,2 млн лет для базальтов Шаварын-Царам [Агафонов и др., 1975] и термолюминесцентная —  $520 \pm 75$  тыс. лет для базальтов среднего уровня в долине р. Чулуту [Девяткин, 1981] датировки определяют возраст базальтов этой генерации в довольно широком диапазоне. Самый низкий уровень базальтовых террас — лавовый поток, подпрудивший оз. Тэрхийн-Цаган-Нур, имеет голоценовый возраст.

Спецификой осадконакопления в условиях распространения долинных базальтов является локальная аккумуляция озерных отложений в подпруженных базальтами крупных долинах (Чулуту) и их притоках, например по долине р. Сумэин-Гол.

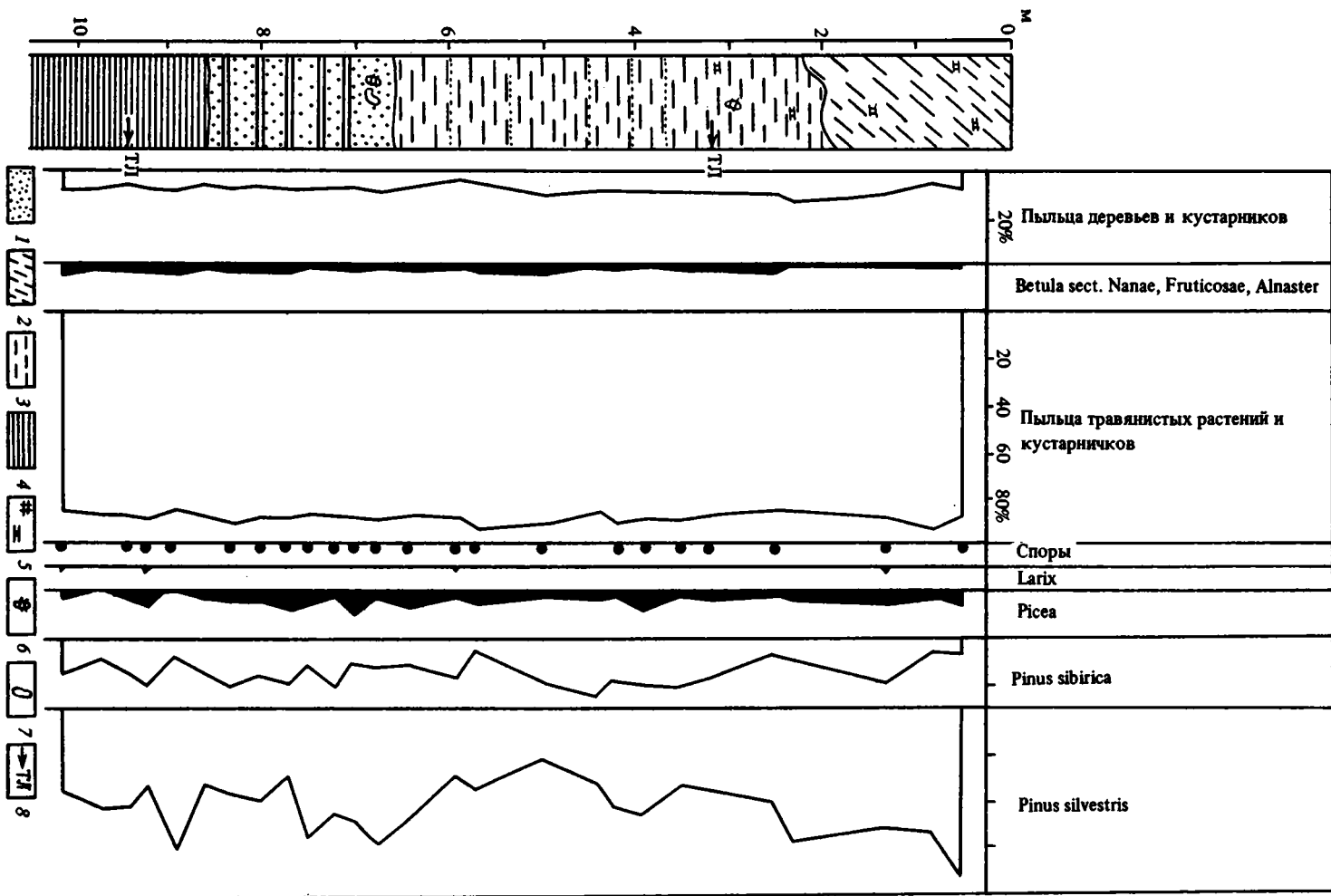
На участке долины р. Чулуту выше пересечения ею Тарятской впадины 30-метровую террасу на абсолютной высоте 2200 м слагают (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Валунно-галечно-песчаные отложения . . . . .	3
2. Алевриты темно-серые, однородные, горизонтально-слоистые. ТЛ-даты: $200 \pm 25$ и $280 \pm 30$ тыс. лет . . . . .	27

Палинология отложений, по данным Е. А. Мальгиной, показывает однообразие состава и соотношений пыльцы по разрезу. Преобладает пыльца трав (80—90%), а внутри этой группы — пыльца злаков, осок, полыни, других сложноцветных; есть пыльца лугово-лесных и лугово-степных группировок. Интригующим моментом является постоянно незначительное содержание пыльцы дендрофлоры, но в данном случае этот факт не мог быть следствием обезлесивания. Пыльцы дендрофлоры мало, но она имеет разнообразный состав (пихта, лиственница, сосна, береза, ольха, ольховник, ива, вяз).

Сходная картина распределения пыльцы получена из озерных отложений в долине р. Сумэин-Гол. Они залегают на поверхности плейстоценовых базальтов в приустьевой части одного из левых притоков. Озерные супеси, суглинки, тонкозернистые пески имеют ТЛ-даты  $130 \pm 17$  и  $180 \pm 20$  тыс. лет и содержат пыльцу и споры, семена, плоды и остатки харовых водорослей. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием пыльцы травянистых растений (рис. 11). Ее состав, помимо приведенных на диаграмме таксонов, включает таких представителей лугово-лесной и лугово-степной растительности, как *Ranunculus*, *Thalictrum*, *Pulsatilla*, *Allium*, *Iris*, *Polygonum aviculare*, *P. viviparum*, *Sanguisorba*, *Potentilla*, *Vupleurum*, *Galium*, *Valerianaceae*, *Onagraceae*, *Campanulaceae*, *Geraniaceae*, споры сфагновых мхов, папоротников, гроздовника, многоножки, плаунов. Пыльца лиственницы в данной выборке проб (27) встречается с вероятностью всего 10%, но среди макроостатков обнаружены ее плоды. Леса с лиственницей, таким образом, росли вблизи места опробования. В то же время присутствие пыльцы обыкновенной сосны, ели, сибирской сосны, березы говорит о более благоприятных, чем современные, условиях расселения лесов на уровне около 2000 м. В озерных отложениях также определены плоды и семена <sup>1</sup> *Larix* sp., *Potamogeton vaginatus*, *P. praelon-*

<sup>1</sup> Определения сделаны А. В. Бахтиным в лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ.



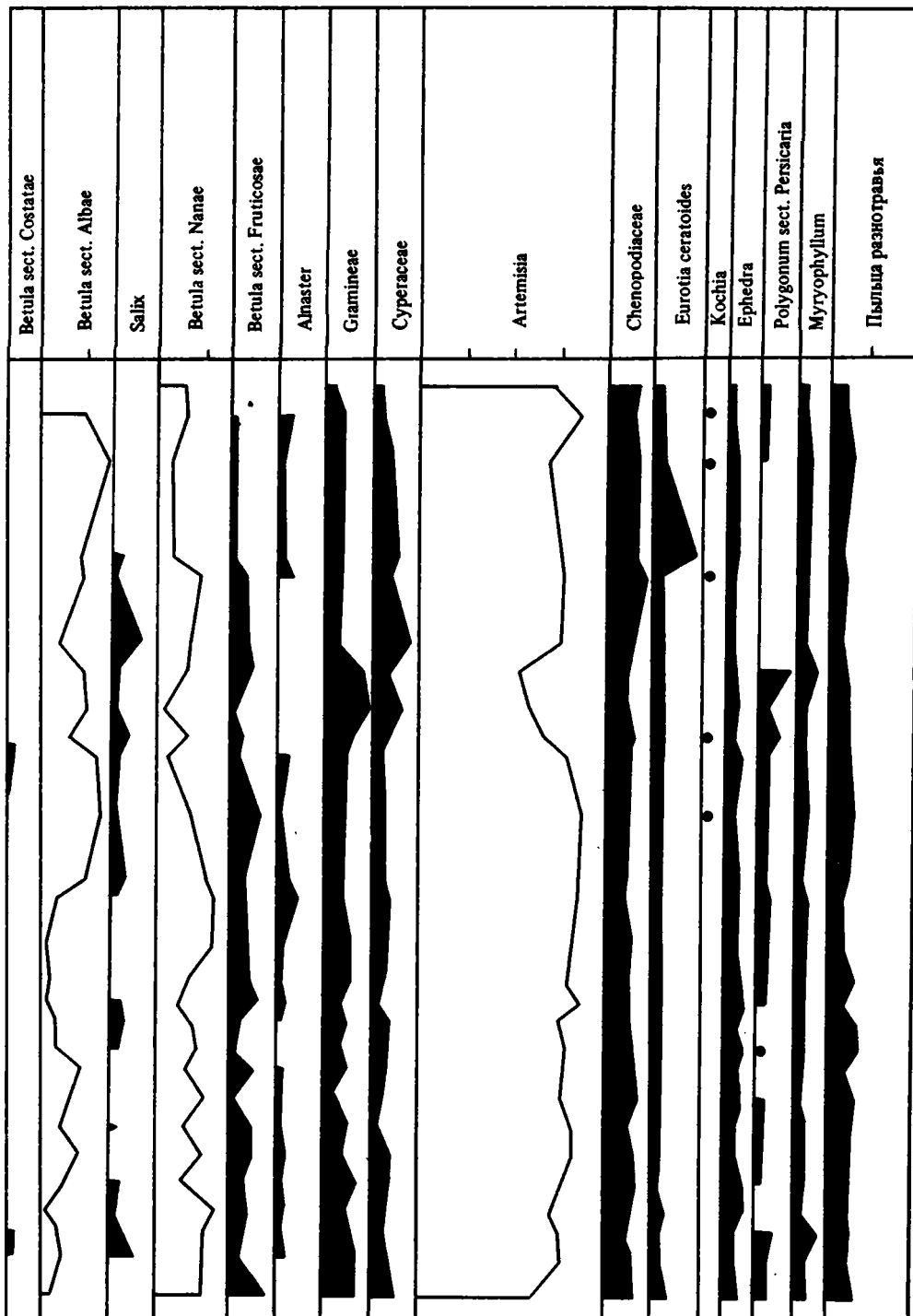


Рис. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений в долине р. Сумэин-Гол (Тарятская впадина)

1 — песок; 2 — суглинок; 3 — алевроит; 4 — глина; 5 — карбонатность; 6 — харофиты; 7 — семена и плоды; 8 — точки ТЛ-опробования



gus, *P. perfoliatus*, *P. pectinatus*, *Potentilla anserina*, *Myurophyllum verticillatum*, *Ranunculus sceleratus*, *Chenopodium album*, *Ch. rubrum*. Эти виды характерны для лесного и лесостепного, но не для высокогорного пояса. И харовые водоросли из озерных отложений (*Nitella cf. flexilis*, *Chara cf. contraria*) относятся к видам, широко распространенным в бореальной зоне [Глуховская, 1980].

Следовательно, хотя приведенные ТЛ-даты допускают возможность формирования озерных отложений в эпохи горных оледенений, палинологические комплексы не могут быть идентифицированы с растительностью перигляциального типа даже при минимальном содержании в них пыльцы дендрофлоры. Таким образом, флористических материалов, удостоверяющих расширение высокогорно-нивального (перигляциального) пояса растительности в среднем плейстоцене, пока нет.

Представления о древнем оледенении Хангая сложились на основании работ Д. А. Клеменца [1894], Грано [Granö, 1910], П. К. Козлова [1926, 1928], А. Д. Симукова [1929], Э. М. Мурзаева [1948, 1949, 1952], Н. А. Маринова [1954] и более поздних работ А. В. Коженикова [1972], Н. А. Маринова и Е. И. Селиванова [1970]. Для Хангая признается существование следов двух оледенений; первое сопоставляется с казахским (средний плейстоцен) оледенением Тувы [Гросвальд, 1965]; второе, горно-долинное, относится к позднему плейстоцену. Некоторые исследователи считают возможным выделять еще два ледниковых комплекса. Эпратические валуны за пределами развития древних морен рассматриваются как признак наиболее древнего — первого, среднеплейстоценового — оледенения. О самом молодом ледниковом комплексе в карах Тарбагатай и Хангая упоминает Е. В. Девяткин [1981].

Изследование геоморфологии районов древнего оледенения Хангая и палинологии межморенных отложений привело нас к выводу о существовании трех эпох похолодания — трех оледенений. Первые два имели широкое распространение в высокогорье Хангая и выделяются достаточно уверенно. Третье, наиболее молодое, было карово-долинным и проявилось на ограниченной территории.

Следы наиболее древнего оледенения Хангая, максимального, сохранились в виде денудированных моренных равнин и конечных морен (иногда размытых до россыпей валунов) с дистальной стороны от морен последующего оледенения. Этому же оледенению, возможно, принадлежат некоторые плохо сохранившиеся кары и цирки, например в Восточном Хангае. Впервые морены максимального оледенения были описаны в Хангае в верховьях р. Чулуту, поэтому мы называем его чулутинским. По размерам оно не намного превосходило последующее. Оледенение в виде изолированных ледниковых узлов охватывало высокие участки осевого хребта. Высотное положение конечных морен максимального и последующего оледенений отличается мало (табл. 9). В Западном Хангае древние морены в виде остатков моренной равнины со слабо выраженной холмистостью развиты в долинах рек, стекающих на юг с массива Одхан-Хайрхан. В Хух-Нурском ледниковом узле древние морены четко отделяются от молодых и занимают значительную площадь: это денудированные конечные морены и поля холмистоморенного рельефа на склонах и низких водоразделах. В верховьях р. Чулуту в Эгин-Дабанском ледниковом узле на междуречье ручьев Думда-Архангай-Гол (исток Чулуту) и Дабани-Гол развиты сильно денудированные морены со слабозавалуненной выровненной поверхностью. Валун «утоплен» в морену, имеют ячеистую выветрелую поверхность. Эта морена отличается от конечной морены последующего оледенения с характерным мелкохолмистым рельефом и озерами. В Восточном Хангае древние морены описаны нами в долинах притоков р. Онгийн-Гол: Барун-Улан-Гола, Убур-Улан-Гола, Баран-Чулуный-Гола. Плоские, невысокие (20—30 м), слабозавалуненные, дугообразные в плане валы этих древних морен представляют резительный контраст с высокими беспорядочно холмистыми свежими формами молодых морен.

Самостоятельность древнего ледникового горизонта подтверждается единственным пока палинологически изученным разрезом на левом берегу руч. Арцит-Гол, где две моренные толщи разделены песчано-галечными флювиальными осадками мощностью около 9 м [Корина и др., 1974а]. Палинологический материал межморенных осадков

Таблица 9

**Высотное положение конечных морен и длина долинных ледников  
среднеплейстоценового (чулутинского) и максимальной стадии  
позднеплейстоценового (ндэрского) оледенений Хангая**

Ледниковый узел	Направление долин	Высотное положение конечных морен (H) и длина долинных ледников (L), км			
		Позднеплейстоценовое оледенение		Среднеплейстоценовое оледенение	
		H	L	H	L
Западно-Хангайский	Северное*	2040—2060	45		
	Западное	2080	34—55	2000	37—58
	Южное и юго-восточное	2340—2500	11—41	2380	16—25
Хух-Нурский	Западное	2400	37		
	Юго-восточное	2600—2705	6—27	2490—2520	32
Центрально-Хангайский	Северное*	2220—2260	29—33		
	Восточное и юго-восточное*	2300—2360	4—40		
	Южное	2310—2320	26—28		
Эгин-Дабанский	Северное	2140	17—51	2100	19—53
	Восточное	2160—2200	12—16		
	Южное	2180—2300	16—26		
	Западное	2280—2380	16—24		
Тамир-Гольский	Северное*	2080—2100	33—45		
	Южное	2420	6—11		
	Восточное	2120—2680	7—23		
	Юго-западное	2600	8		
	Юго-восточное	2600	10		
Восточно-Хангайский	Северное	1940—2240	3—21	2150—2180	7,5—10,5
	Юго-восточное	2200	8—10		

\* Долинные ледники, связанные с ледниковыми шапками.

позволяет говорить о развитии лиственничных и смешанных лесов, а это предполагает исчезновение или сильное сокращение ледников Хангая во время накопления межморенного горизонта, т. е. условия, которые можно трактовать как межледниковые.

Верхняя морена Арцит-Гола прослеживается на низком водоразделе ручьев Арцит-Гол и Думда-Архангай-Гол, где слабовсхолмленная моренная равнина тянется на север до крупной конечной морены, протянувшейся в виде дуги поперек всего этого водораздела. Это конечная морена не долинного ледника, а крупной ледниковой лопасти, образовавшейся от слияния нескольких долинных ледников и захватившей водораздел. Такой характер — местами долинного, местами полупокровного, с большим разнообразием ледниковых форм — имело в Хангае первое постмаксимальное оледенение. Ему и соответствует верхний горизонт морены Арцит-Гола. Сопоставление же его со вторым постмаксимальным оледенением Хангая, которое было каровым, вряд ли возможно [Девяткин, 1981].

Постмаксимальное позднеплейстоценовое оледенение Хангая все исследователи считают горно-долинным. Полевые и дешифровочные работы привели нас к выводу о более обширном развитии оледенения, которое на некоторых участках было сетчатым, полупокровным, а также представлено ледниковыми шапками на плоских водоразделах со стекавшими от них выводными долинными ледниками, соединявшимися на сниженных водоразделах [Коржуев, Корина, 1977; Геоморфология..., 1982]. В некоторых менее высокогорных районах Хангая существовали только карово-долинные ледники, иногда

с переметными ледниками. Наибольшего развития оледенение достигло в Западном Хангае — в бассейне р. Идэр, где оно имело разнообразные формы проявления. Поэтому мы назвали его идэрским. Идэрское оледенение охватило лишь наиболее высокогорные части Хангая, где было шесть изолированных ледниковых узлов (рис. 12, см. вкл.). Общая площадь оледенения составляла около 9 тыс. км<sup>2</sup>. Высотное положение конечных морен в ледниковых узлах и длина ледников приведены в табл. 9.

Западно-Хангайский ледниковый узел имел площадь оледенения 3375 км<sup>2</sup>. Он включал ледниковые шапки, достигавшие в диаметре 30—40 км, выводные ледники длиной до 40—45 км, сетчато-долинные ледники на северном склоне осевого хребта. В массиве Одхан-Хайрхан было развито карово-долинное оледенение. В долинах отмечаются четыре стадии отступления ледников, фиксируемые стадийными конечными моренами. В Хух-Нурском ледниковом узле площадью 480 км<sup>2</sup> преобладали долинные ледники с проходными трогами; площади, занятые ледниками на водоразделах, невелики. Стадийные морены, которых в долинах юго-восточного направления насчитывается до 10, группируются в пять краевых комплексов. Площадь оледенения этого узла — минимальная, а положение конечных морен — самое высокое. Центральню-Хангайский ледниковый узел площадью 1744 км<sup>2</sup> включал долинные ледники и ледниковые шапки диаметром до 15—16 км. На северном склоне отмечены мощные краевые аккумулятивные формы. В Эгин-Дабанском ледниковом узле площадью 1463 км<sup>2</sup> долинные ледники достигали длины на северном склоне 51 км; ледники сливались у подножия, а также захватывали низкие водоразделы, образуя крупные лопасти. Ледники северного и южного мегасклонов не имели связи на водоразделе. Именно в этом районе изучен межледниковый разрез Арцит-Гол на высоте 2100 м. Тамир-Гольский ледниковый узел площадью 1463 км<sup>2</sup> состоял из трех изолированных узлов: собственно Тамир-Гольского — ледниковых шапок и выводных ледников, Орхонского — карово-долинных ледников в верховьях р. Орхон и Ногон-Нурун-Нурунского — мелких карово-долинных ледников массива Ногон-Нурун-Нуру. Восточно-Хангайский ледниковый узел площадью 563 км<sup>2</sup> состоял из карово-долинных ледников.

Почти во всех ледниковых узлах сочетались разные типы ледников. На южном склоне осевого хребта преобладали простые карово-долинные ледники, на северном — реконструируются сложные типы ледников. Отмечено общее уменьшение размеров оледенения с северо-запада на юго-восток как по площади и по длине ледников в максимальную стадию (от 55 до 20 км), так и по степени охвата оледенением водоразделов.

Ледниковый рельеф высокогорья Хангая отражает разнообразие способов деградации оледенения. Дегляциация проходила двумя основными путями. Для некоторых участков Хангая, например северного склона хребта в Западно-Хангайском и Тамир-Гольском узлах, характерным процессом была деградация выводных ледников, связанных с мелкими ледниковыми шапками плоских вершин. Такой характер убывания ледников определил преобладание в долине форм пассивной деградации оледенения (маргинальных долин, камовых террас, камов и др.), слабую выраженность или отсутствие стадийных конечных морен, удивительное однообразие ледникового комплекса на всем протяжении долин в пределах области древнего оледенения (например, в долине р. Урд-Тамир по руч. Хойт-Салы), а также многочисленные проходные трог. Следы ледниковых шапок и переметных ледников на водоразделах выражены в виде мелкохолмистого, холмисто-ложбинного моренного рельефа, цепочек маргинальных долин. Наиболее распространены такие формы на водоразделах в верховьях р. Идэр и его притоков. Деградация карово-долинных ледников оставила в долинах (главным образом южного склона осевого хребта и в малых ледниковых узлах) формы активного долинного ледника — четко выраженные комплексы стадийных моренных гряд, объединяющиеся в несколько групп [Геоморфология..., 1982].

Межледниковые (каргинские) отложения, относящиеся к периоду после отступления идэрского оледенения, изучены в долине р. Урд-Тамир (рис. 13). Они вскрыты в разрезе террасы высотой 12—17 м на правом борту долины напротив впадения руч. Нарын-Гол. Нижний горизонт (11,4—9,6 м) сложен охристо-буроватым суглинком



Рис. 13. обнажение 17-метровой террасы в долине р. Урд-Тамир. Фото И. Л. Зенякиной

с галькой и валунами. Следующий горизонт (9,6—4,3 м) представлен палево-буровато-желтым обломочно-суглинистым материалом. Несортированная обломочная масса — валуны, галька, щебень — плотно скреплена цементом, а сами обломки как бы «пригнаны» друг к другу. Выше (4,3—1,3 м) залегают светло-серые валунно-галечные отложения, сцементированные пылеватым песком, а верхний горизонт сложен плотной палево-серой лёссовидной супесью, включающей щебень и гальку.

Разрез находится на высоте около 2100 м, где распространены экспозиционные лиственничные и лишь в отдельных долинах — кедровые подгольцовые леса. Спорово-пыльцевые спектры (рис. 14) отражают теплолюбивый характер растительности, отвечающий более благоприятным, чем современные, условиям произрастания древесных растений, и наличие элементов дендрофлоры, экзотичных для Хангая (в отложениях горизонтов 1—3). На диаграмме выделены четыре пыльцевые зоны. Пыльцевая зона I отличается преобладанием пыльцы травянистых растений. Фон древесной пыльцы составляют березы, есть пыльца ольхи и лещины. В пыльцевой зоне II за счет обогащения пыльцой ольхи преобладает пыльца деревьев. Отмечена пыльца лещины, липы и вяза. Комплекс пыльцы разнотравья соответствует растительности придолинных луговых сообществ. Пыльцевая зона III выделена по увеличению пыльцы древовидной березы и сосны, снижению доли пыльцы ольхи. В отдельных образцах отмечена пыльца лещины, липы, вяза. Разнообразен состав пыльцы травянистых растений, отражающий лугово-лесные, лугово-степные и степные группировки. В отдельных образцах намечается обогащение спорами папоротников и гроздовника. В пыльцевой зоне IV почти нет пыльцы деревьев, снижено разнообразие таксономического состава травянистой пыльцы, преобладает в этой группе пыльца эфедры.

Характер ископаемых спорово-пыльцевых спектров заметно отличается от распределения пыльцы и спор в современной аллювии реки (рис. 15), где преобладает пыльца сибирской сосны и лиственницы, а пыльца обыкновенной сосны и березы составляет всего 1—3%. Следовательно, во время межледниковья березовые леса заходили

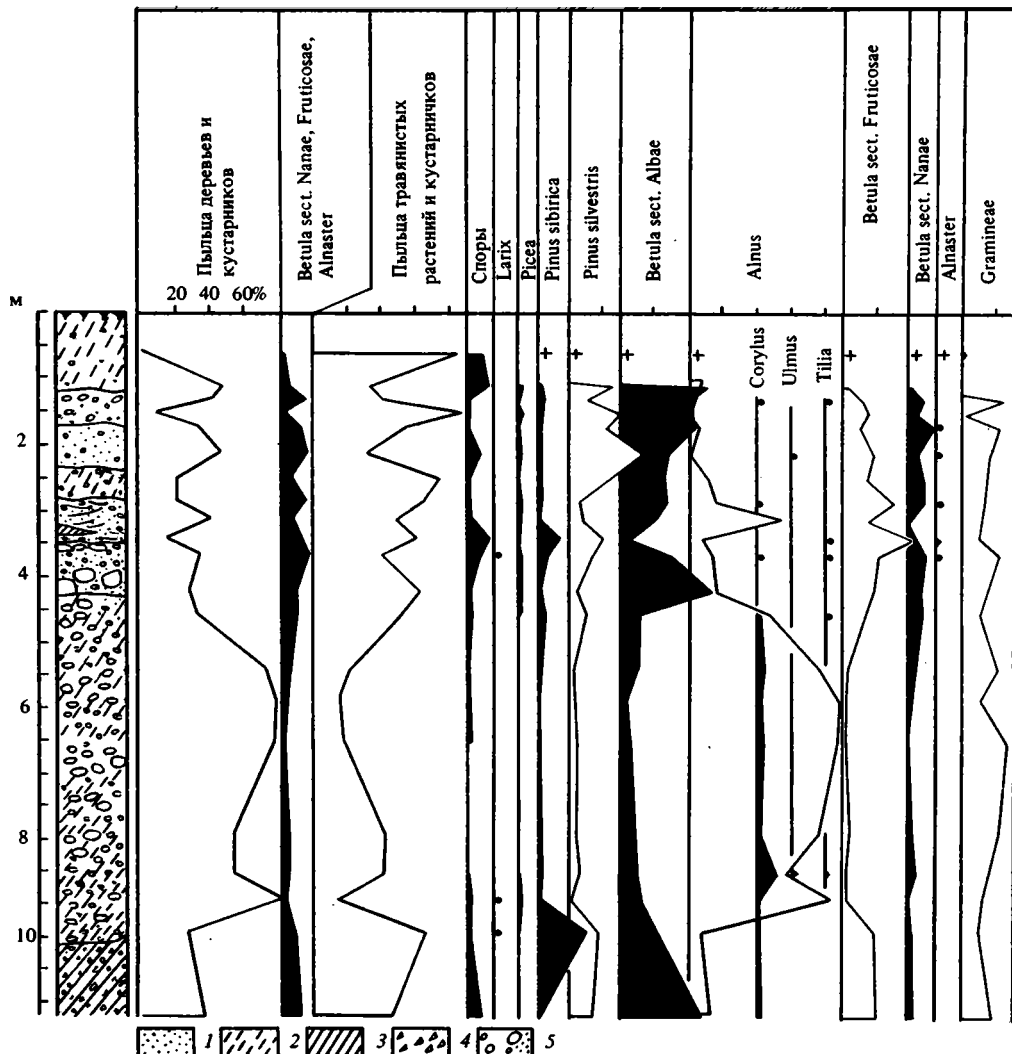
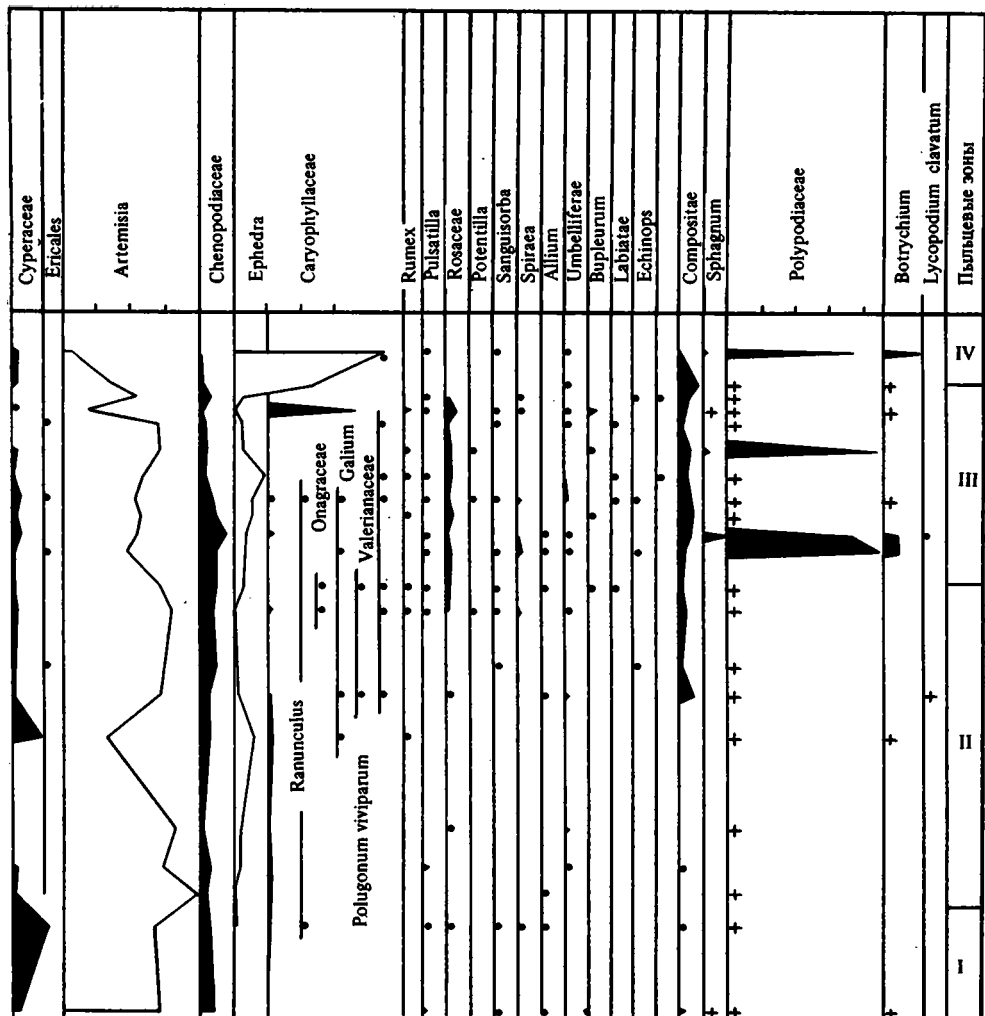


Рис. 14. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений 17-метровой террасы р. Урд-Тамир  
 1 — песок; 2 — супесь; 3 — суглинок; 4 — щебень; 5 — галька, гравий

на уровне гор, занятые сейчас лиственничниками. Характерным типом растительности были ольшаники, оптимум их развития приходится на период накопления грубообломочных осадков горизонта 2. Вверх по разрезу пыльца долинного комплекса постепенно «вытесняется» из спектров и замещается пыльцой лесной растительности склонов долины. Последовательность, наблюдающаяся в изменении соотношения пыльцы древовидной березы и обыкновенной сосны, указывает на тенденцию понижения влагообеспеченности. Возрастание роли пыльцы кустарниковых берез и появление пыльцы ольховника говорят о наметившемся похолодании. Увеличение содержания спор папоротникообразных отражает активизацию склоновых процессов, так как споровые растения расселяются здесь по каменистым склонам, обрывам, курумам, осыпям, каменным развалам. Таким образом, изученный разрез можно определить как межледнико-



вый с достаточно целостной картиной изменения растительного покрова теплого периода. Межледниковые отложения названы нами урд-тамирскими, так как данный разрез — пока единственный — характеризуется палеоботаническими материалами, подтверждающими геоморфологические наблюдения, и, очевидно, соответствует каргинскому межледниковью сибирских схем.

На этом же участке долины изучена палинология отложений, отвечающих позднеплейстоценовому (сартанскому) оледенению, и тем самым получено представление о характере растительности, которая замещала лесные формации на палеогляциальном уровне гор в период похолодания. Это отложения 9-метровой террасы и верхняя часть покровных лёссовидных осадков 12-метровой террасы р. Урд-Тамир. В изученных фрагментах разрезов воссоздается картина, когда пояс лесной растительности, снижавшийся по мере похолодания, уступал место таким сообществам, которые могли складываться по типу пионерных горно-приледниковых (см. рис. 15). На диаграммах хорошо выражено резкое снижение содержания пыльцы деревьев от пыльцевой зоны II к пыльцевой зоне I, которая и соответствует времени расселения высокогорной пе-

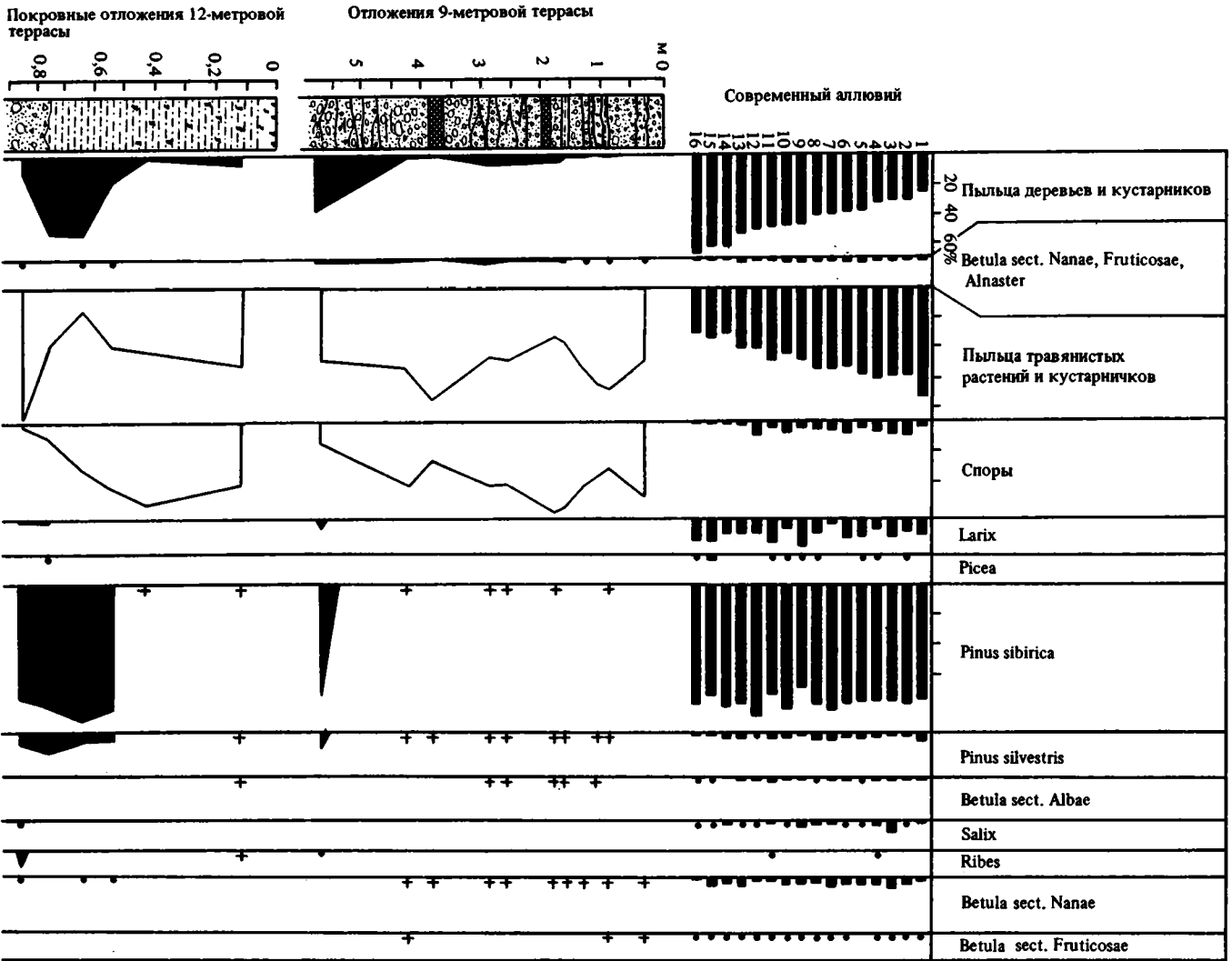
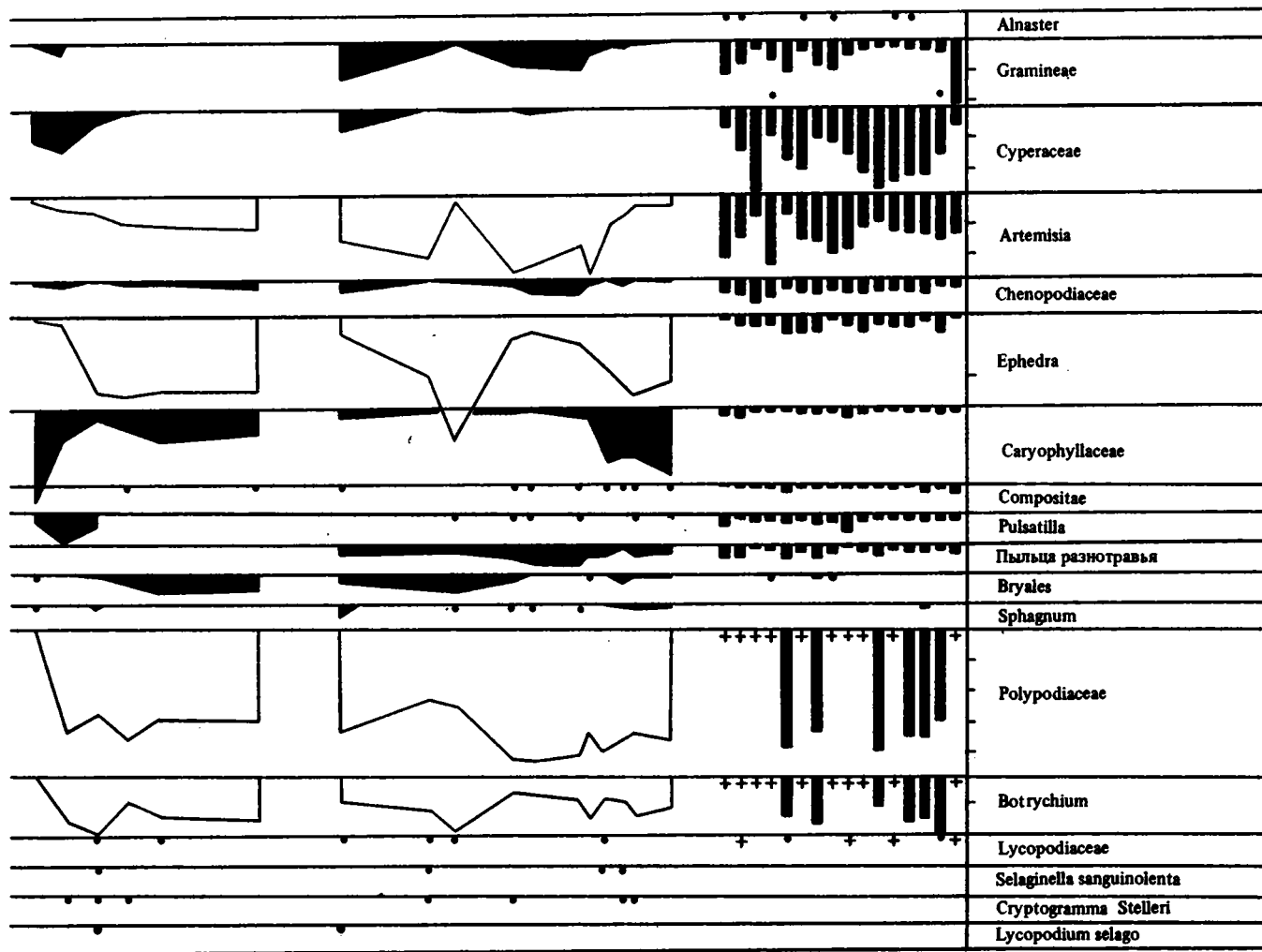


Рис. 15. Спорно-пыльцевая диаграмма современного аллювия и отложений низких террас р. Урал-Таймир  
 1 — сугесь; 2 — сугесь гумусированная; 3 — песок; 4 — щебень, дресва; 5 — галька, валуны; 6 — сугесь со следами почвенных горизонтов





ригляциальной растительности. Состав ее был довольно своеобразным. Во-первых, на диаграммах обоих разрезов преобладают пыльца травянистых растений и споры. Во-вторых, основную роль спектров составляют пыльца и споры нескольких таксонов (эфедра, полынь, гвоздичные, папоротники, гроздовник). В-третьих, группа спор разнообразнее, чем в спектрах современного аллювия. Характер спорово-пыльцевых спектров отражает безлесье верховьев бассейна и расселение своеобразных травянисто-кустарничковых группировок на склонах долины. По холодным и увлажненным склонам распространялись некоторые виды лугового разнотравья; на южных экспозициях господствовали горно-степные группировки с доминантами — эфедрой, полынью, видами гвоздичных, а каменистые субстраты были пристанищем для разных типов сообществ с папоротникообразными. Этот период можно сопоставлять с последним проявлением ледниковых условий в высокогорье.

### СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ХАНГАЙ И ХАН-ХУХЭЙ

Эта территория охватывает западную оконечность хребта Булнай-Нуру, средне- и низкогорные массивы междуречий Тэсин-Гол, Хунгуй, Дзабхан и их долины. В нее также входит хребет Хан-Хухэй, протягивающийся в широтном направлении между Убсу-Нурской и Хиргис-Нурской впадинами. Высоты хребтов достигают 2000—2500 м, долины крупных рек врезаны в них на 500—1000 м. Оротографически территория очень неоднородна, в целом же имеет место понижение поверхности на запад, в сторону Котловины Больших Озер, куда ориентированы долины рек. Естественной границей, отделяющей этот район от Центрального Хангая, являются долины рек Идэр и Богдын-Гол.

Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения района изучены пока слабо; имеющиеся данные получены главным образом при проведении геологической съемки среднего масштаба. Отложения верхнего плиоцена вскрыты бурением в мелких впадинах и долинах рек, многие из которых приурочены к разломам (притоки р. Тэсийн-Гол, район озер Цавдан-Нур, Холбо-Нур, Барун-Сайр, южные притоки р. Хунгуй-Гол и др.). Под четвертичными отложениями вскрыты опесчаненные пестроцветные глины с дресвой, галькой, щебнем и прослоями песков, алевролитов, гравелитов, конгломератов, песчаников мощностью от нескольких метров до 250 м и более. Это аллювиально-пролювиальные, пролювиальные и реже озерно-аллювиальные осадки. На поверхности отложения плиоцена обнажаются вблизи Котловины Больших Озер. Они описаны Б. Энхбаяром с коллегами в левом борту урочища Дзагасуту и у оз. Гун-Нур, где образуют террасовидные уступы и представлены буровато-красными глинами с прослоями галечников мощностью до 10—11 м.

В долине р. Хунгуй-Гол между сомонами Дзабхан-Мандал и Ургомал, по данным И. Г. Лискун и др. [1982], верхнеплиоценовым пролювием сложен цоколь III террасы. Это бурые галечно-щебнистые накопления с линзами глинистого песка мощностью до 4 м. Отложения, подобные описанным, видимо, широко развиты в Предханхухэйской впадине, протягиваясь на восток от оз. Хиргис-Нур. Судя по данным бурения, они имеют щебно-галечно-гравийный и песчано-суглинистый состав, а мощности — до 50—100 м. Вполне логично предположить, как и для центральной части Котловины Больших Озер, что здесь также имеются пролювиальные фации не только верхнего, но и более низких горизонтов плиоцена.

Среднеплейстоценовые отложения распространены фрагментарно и представлены разными генетическими типами. Так, перемытые ледниковые валунно-галечниковые отложения были описаны В. А. Амантовым и В. К. Дмитриевой в хребте Хан-Хухэй и в долинах рек Барун-Гол, Узун-Гол, Ярматуин-Гол. Валунники образуют небольшие гряды и холмы, вытянутые поперек долин. Перемытые слагающих гряды осадков проявился в выносе мелкого обломочного материала. Бокорые морены встречаются в притоках, где они сохранились в виде нескольких гряд, прислоненных к бортам долины на протяжении 150—200 м и имеющих высоту 2,5—3,5 м. Нижняя граница ледниковых отложений не опускается ниже 1700 м.

Флювиогляциальные отложения известны у северных и южных подножий хребта Хан-Хухэй. Они слагают высокие (до 40 м) террасовидные слабовсхолмленные поверхности, наклоненные к рекам, на абсолютных отметках не ниже 1200 м. Это бурые разнoзернистые глинистые пески с дресвой, щебнем и прослоями, обогащенными галькой, валунами, иногда глыбами, с линзами желтых косослоистых, хорошо промытых песков, глины и суглинки. В целом характерны грубая горизонтальная и линзовидная слоистость, крайняя изменчивость по простирацию, пестрые тона окраски. Лишь в редких обнажениях видны особенности их строения и чередование в едином разрезе типично ледниковых отложений с озерными, речными и склоновыми.

Аналогичные отложения, вскрытые скважиной в долине р. Хангил-Цагин-Гол, представлены толщей переслаивания гравийно-галечниковых и дресвяно-щебнистых отложений, включающих линзы глины и горизонты, обогащенные валунами, и достигают мощности около 100 м. Ниже по склону хребта Хан-Хухэй на борту Убсу-Нурской впадины эти отложения распространены по долине р. Дзун-Туруны-Гол, а между долинами рек Хангил-Цагин-Гол и Барун-Туруны-Гол формируют единую равнину, где их мощность составляет около 50 м. В отложения этой толщи вложен верхнеплейстоценовый аллювий и пролювий, что косвенно определяет их возраст. Судя по литологическим особенностям этих осадков — бурой и пестрой окраске, ожелезненности песков, появлению на гальке железистой «рубашки», эти образования также довольно древние и в них, несомненно, присутствует переотложенный материал из плиоценовых отложений.

Пролувиальные отложения формируют высокие ступени конусов выноса. Они характеризуются грубообломочным составом, преобладанием обломков местных пород и представлены буроватыми и серыми песками, супесью, суглинком с дресвой и щебнем. У подножия хребта Хан-Хухэй в их составе появляются валуны, галька. Мощность отложений от нескольких метров до 50—160 м (по данным Б. Дорлинга).

Аллювиальные отложения в пределах хребта Хан-Хухэй (бассейны рек Бойцатуин-Гол и Ичитуин-Гол) формируют аккумулятивный чехол цокольных террас (до 100 м в верховьях, 30—75 м в среднем течении и 6—12 м в нижнем). В долине р. Хунгуй-Гол в отложениях III (13—15-метровой) террасы были найдены моллюски, остракоды, определен состав пыльцы и даны литологические характеристики отложений [Лискун и др., 1982]. Здесь ниже по течению ст сомона Дзабхан-Мандал на пролювиальных осадках верхнего плиоцена (цоколь террасы) залегает пачка типичного аллювия мощностью около 1 м, которая перекрыта песчано-алевритовой пачкой (до 3,5 м), а выше с размывом залегают аллювиально-пролювиальные и пролювиальные разности мощностью до 8,5 м.

В песчаных осадках В. П. Савиной определены остракоды *Limnocythere fontinalis* Schn., *L. negadaevi* Popova, *L. inopinata*, *Pliocypris bradyi* Sars., *Candona candida* Sars., *C. stagnalis* Sars., *C. angulata* Müller, *Candoniella albicans* (Brady) Schar., *Subellipsoida* Schar., *Cypridopsis vidua* Müller, *C. laevis* Müller. Преобладание рода *Candona* дает основание считать комплекс характерным для первой половины плейстоцена. Виды этого комплекса предпочитали прибрежную зону, илистый грунт и пышную растительность, а некоторые из них способны переносить значительное засоление. В этом же слое собраны раковины моллюсков, которые А. Л. Чепалыга определил как *Valvata cristata* Mull., *V. piscinalis* (Mull.), *V. pulchella* Studer, *Radix ovata* Drap., *Planorbis planorbis* (L.), *P. carinatus* (Mull.), *Bathiomphalus contortus* (L.), *Gyraulus albus* (Mull.), *Armiger crista* (L.), *Bithynia tentaculata* (L.), *Pisidium* sp. А. Л. Чепалыга считает, что характер фауны позволяет говорить об умеренно прохладных условиях ее обитания. Палинологические данные указывают на существование горно-лесного пояса растительности, в составе которого были широколиственные породы.

Озерные отложения выполняют мелкие впадины с оз. Цавдан-Нур у Хангайского разлома, озерами Хара-Нур и Холбо-Нур в районе сомона Сантамаргац у Тэрэгтийнского разлома. У оз. Цавдан-Нур они формируют террасу высотой 40—50 м и представлены серыми разнoзернистыми глинистыми песками с линзами промытых песков, дресвы, зеленовато-серых глин. Мощность отложений, по данным бурения, до 50 м.

В районе сомона Сантамаргац озерные отложения слагают террасу высотой 15—20 м и представлены разнозернистыми песками и алевритами, мощность которых достигает 70—128 м. В алевритах много раковин моллюсков, среди которых С. М. Поповой определены *Valvata (Sibirovalvata) confusa* West., *Lymnaea (Radix) auricularia* (L.), *L. sp.*, *Anisus (Gyraulus) strömi* West., *A. (G.) acronicus?* (juv.), *Euglesa panderosa?* (Stelfox). Эта фауна свидетельствует о том, что климат был близок к современному, а озеро — сравнительно крупное, глубиной несколько метров. В верховьях р. Хунгуй-Гол и восточнее горы Их-Бэрх в разрезе озерных отложений преобладают пески и ленточно-слоистые глины. Наиболее интересным мы считаем разрез Мухор-Булак (верховья р. Хунгуй-Гол). Подошва разреза ленточных глин не обнажена; сверху они перекрыты 15—20-метровой толщей эоловых песков. Озерные отложения мощностью 25—30 м, залегающие ниже эоловых песков, представлены чередованием горизонтов серого песка небольшой мощности (0,15—0,7 м) и ленточных глин (0,4—7 м). В ленточных глинах определена диатомовая флора: *Melosira arenaria*, *M. scabrosa*, *Cyclotella comta*, *Stephanodiscus astraea v. minutulus*, *S. dubius*, *S. hantzschii*, *Cocconeis disculus*, *C. placentula*, *Cymbella sinuata*, *C. ehrenbergii*, *Nitzschia vermicularis*, *Gomphonema longiceps*, *G. parvulum v. micropus*, *Rhoicosphenia curvata*, *Ceratoneis arcus*, *Ephemia zebra*. По систематическому составу флора близка к современной диатомовой флоре озер Хубсугул и Буир-Нур [Дорофеюк, 1977, 1978]. Колебания состава и соотношений диатомей по разрезу отражают стадию эвтрофирования палеоводоёма: от олиготрофного к мезотрофному и эвтрофному. Этот процесс происходил на фоне колебаний уровня водоёма, фиксируемых песчаными прослоями, обедненными диатомовыми.

Эти данные дополнены палинологическими материалами. По всему разрезу озерных отложений преобладает (более 80%) пыльца травянистых растений и кустарничков. В древесно-кустарниковой группе больше всего пыльцы березы, но определена также пыльца обыкновенной и сибирской сосны, ели, лиственницы, пихты и некоторых широколиственных пород. Состав пыльцы указывает на высотную дифференциацию растительности. В отложениях преобладает местная пыльцевая продукция, принадлежащая к открытым травянисто-кустарничковым сообществам степного и лугово-степного типов. Пыльца деревьев, принесенная в водоем в небольших количествах, отражает состав лесных сообществ разных типов и более высоких уровней гор. В течение накопления озерных осадков в умеренно теплых условиях влагообеспеченность превышала современную.

Верхнеплейстоценовые отложения района также представлены разными генетическими типами. Аллювиальные отложения в долинах крупных рек — Тэсийн-Гол и его притоков, а также в долине р. Хунгуй-Гол формируют серию террас высотой до 11 м. Они состоят из буровато-серых песков, гравийно-галечниковых осадков с прослоями и линзами алевритов и супеси, а вблизи склонов — с примесью дресвы и щебня. В долинах рек Идэрин-Гол, Тэгшийн-Гол, Яматуин-Гол в верхней части бассейнов можно наблюдать флювиогляциальные уровни высотой 10—12 м, сложенные валунно-галечно-гравийными хорошо отмытыми осадками. Эти выровненные поверхности вниз по долинам постепенно замещаются аллювиальными террасами.

Аллювиально-пролювиальные отложения известны у южного подножия хребта Хан-Хухэй. По долине р. Чигджен-Гол они слагают плоскую, слабо расчлененную поверхность и представлены серыми и буроватыми песками со щебнем, дресвой, гравием и галькой, с прослоями глин и суглинков. Делювиально-пролювиальные и солифлюкционные отложения образуют предгорные шлейфы мощностью до нескольких десятков метров. В горах по западной периферии Хангая их мощность уменьшается. В межгорных впадинах и широких долинах рек Дзабхан-Гол, Идэрин-Гол, Богдаин-Гол накопились толщи мощностью до нескольких десятков метров фациально изменчивых осадков: песчано-суглинистых, песчано-гравийных, щебнисто-глыбовых.

Озерные отложения развиты в районе сомона Сантамаргац, где они слагают террасовый уровень высотой 4—12 м, отделенный 4—8-метровым уступом от среднечетвертичной террасы. Озерные отложения представлены песчаной толщей: разнозерни-

стыми розовато-бурыми горизонтально- и линзовидно-слоистыми песками, обогащенными по отдельным прослоям дресвой и щебнем, с редкими линзами серого гумусированного алеврита.

Эоловые отложения Северо-Западного Хангая образуют наиболее крупные в Монголии массивы песков вдоль рек Хунгуй-Гол и Дзабхан-Гол: это пески Боро-Хара-Элс и Монгол-Элс. В естественных обрывах песков можно наблюдать небольшие (до 0,5 м) прослои мелкозернистого, пылеватого или слабоглинистого и карбонатизированного песка. Мощности эоловых отложений, оцененные непосредственно по естественным обнажениям, достигают 40—50 м, а суммарная мощность, возможно, превышает 100 м. Эоловые образования распространены по всему предгорью Западного Хангая и достигают абсолютных высот 2500 м, «перебрасываясь» через водоразделы рек. Происхождение песков связано с эоловым переносом песчаного материала из Котловины Больших Озер, где дефляции в течение позднего плейстоцена и голоцена подвергались озерные отложения плувиальных бассейнов. При постоянной западной циркуляции ветров долины рек Дзабхан-Гол, Хунгуй-Гол, Тэсийн-Гол, ориентированные субширотно и открытые на запад, были естественными путями переноса и аккумуляции огромного объема выносимого эолового материала.

Голоценовые отложения известны к югу от хребта Хан-Хухэй, по окраинам впадин, занятых пересыхающими озерами Цаган-Нур, Дабасуту-Нур, Тахилту-Нур, Дэвтэрийн-Давс и др. В их составе преобладают иловатые суглинки, глины, пески, есть прослои гравия, а в краевых частях впадин — щебень и галька. В отложениях встречаются прослои соли, которые, по данным бурения, установлены в трех последних озерах.

## ЮЖНЫЙ ХАНГАЙ

Южный Хангай (Южно-Хангайское плато) представляет собой структурно-геоморфологический район, соответствующий южному мегасклону Хангайского нагорья [Николаева, 1971; Геоморфология..., 1982]. С севера от Центрального Хангая его ограничивает зона Баянхонгорских впадин, с юга — северные окраины Долиноозерской депрессии. На западе он смыкается со среднегорьем западной периферии Хангая, на востоке постепенно переходит в мелкосопочник Средней Гоби. Протяженность района 400—450 км, ширина 100—120 км. Своеобразие района отражено в названии «Южно-Хангайское плато». Действительно, рельеф его представляет собой наклонную к югу денудационную поверхность, осложненную линейно вытянутыми в запад-северо-западном направлении горстовыми хребтами, разделенными депрессиями. Абсолютные высоты от наиболее приподнятого хребта Джаргаланту-Нуру (до 2700 м) постепенно снижаются к югу до 1200—1000 м. Общая выровненность Южно-Хангайского плато нарушена меридионально прорезающими его долинами глубоко врезанных рек — Дзабхан-Гол, Байдарагин-Гол, Нарин-Гол, Туин-Гол, Тацин-Гол. Отложения плато по своим ведущим генетическим типам четко делятся на террасовый комплекс в крупных долинах и склоновый — преимущественно на выровненных водоразделах и у склонов мелкосопочных хребтов.

Плиоценовые отложения формируют наиболее высокую террасу, которая фрагментарно прослеживается по долинам рек, а местами (южное подножие хребта Джаргаланту-Нуру) — и вне современной долинной гидросети, занимая северо-западные продольные понижения между отдельными небольшими хребтами. Отложения этого возраста связаны со значительно более широкими, чем современные, долинами. Относительные высоты наиболее древних террас достигают по долине р. Байдарагин-Гол 100 м при ширине до 1—2,5 км. В долинах рек Туин-Гол и Тацин-Гол характерные высоты IV террасы — 70—80 м. При выходе долин в Долиноозерскую депрессию высота террас снижается до 40—50 м. Они образуют широкие веерные дельты, фрагменты которых хорошо выражены по долинам рек Туин-Гол и Тацин-Гол [Бадамгарав и др., 1975]. На анцетедентных участках долин IV терраса цокольная, с относительно небольшим покровом аллювиальных галечников мощностью до 10—12 м. При выходе долин из гор мощность

аллювия возрастает до 40—50 м. Аллювий обычно представлен слоистым разнозернистым светло-бурым песком с галькой, гравием, прослоями супеси, а в основании аллювиальной пачки есть валуны. Встречается выветрелая с поверхности, хорошо окатанная галька. В составе галечного материала преобладают песчаники и кварциты, вниз по долинам увеличивается роль гранитов и кварца. Появление кварца связано с перемывом и перетолжением его из галечниковых толщ олигоцена, распространенных по южной окраине плато.

Ранее описанные галечники высокой террасы выделялись разными авторами как плиоцен-нижнечетвертичные. Д. Бадамгарав и др. [1975] и Е. В. Девяткин считали их эоплейстоценовыми и выделяли в свиту туин-гол. Стратотип свиты описан нами на левом берегу р. Туин-Гол в 3 км выше сомона Богдо, где мощность отложений IV террасы достигает 60 м. В этих отложениях Г. Ф. Осборном [Berkey, Morris, 1927] найдены остатки *Equus* sp. и *Serridentinus florences* (Osborn). Из верхов свиты Д. Дашзэвэгом собраны остатки *Pentolophodon* cf. *sinensis*, *Dicerorhinus* cf. *etruscus*, *Carnivora* gen?, *Probosciparion* sp. Последний, по мнению В. И. Жегалло, относится к *Hipparion houfenense*, известному из местонахождений Шамар и Береговая. Также в верхах свиты М. Л. Борисоглебской найдена *Ochotona* sp. Галечники свиты туин-гол на левом берегу р. Тацин-Гол у бригады Цаган-Обо залегают на отложениях среднего плиоцена с соответствующей фауной. В стратотипе свиты ее нижняя часть имеет прямую намагниченность и может относиться к эпохе Гаусса, т. е. имеет возраст древнее 2,5 млн лет. Приведенные данные позволяют считать отложения свиты туин-гол плиоценовыми. Остатки *Equus* sp. не привязаны к разрезу и могут происходить из самых верхних галечников этой террасы, которые по отношению к аллювию основной части толщи могут быть более молодыми.

Плиоценовые отложения встречаются также на междуречье Байдарагин-Гол и Биридун-Гол, где образуют реликтовую гидросеть, слабо освоенную молодыми долинами. Древняя гидросеть ориентирована с северо-запада на юго-восток, согласно простиранию хребта Джаргаланту-Нуру (с севера) и небольшого горстового хребта (с юга). Этот район в связи с россыпеносностью исследовался ранее Д. Я. Айдерзисом и геологами ГДР, а в настоящее время — геологами МНР и НРБ. По данным П. Г. Бакалова (устное сообщение) и нашим наблюдениям, в общем разрезе этой долинообразной депрессии выделяются (снизу вверх) три толщи, различающиеся литологически.

Нижняя аллювиальная толща мощностью до 5—10 м занимает тальвеговые части понижений и представлена мелкими, хорошо окатанными галечниками с бурым гравийно-песчаным заполнителем. Галька в них ожелезнена. Средняя толща имеет более сложное строение. В центральных частях долинообразного понижения она еще сохраняет признаки водного генезиса, но содержит уже большое количество слабо окатанного щебня, прослой и линзы красновато-бурого глинистого песка. У бортов древних долин в разрезе преобладают красно-бурые суглинки со щебнем и крупными обломками местных пород. Эти отложения не только выполняют понижения долин, но и затягивают, «обволакивают» пологие склоны донеогеновой поверхности выравнивания, вскрытые шурфами и скважинами на седловинах и низких перевалах почти до осевой части хребта Джаргаланту-Нуру. Это полифациальные отложения делювиально-пролювиального типа, их мощность непостоянна, обычно не более 10—15 м. Верхняя толща, как и нижняя, обычно залегают в центральных частях древних долин, где она представлена преимущественно аллювиальными галечниками, песками, суглинками. Мощность отложений достигает 8—10 м.

Древний аллювий формирует террасовые уровни в верховьях р. Ульдзиту-Гол, где его разрез имеет двучленное строение. Верхний горизонт (около 3,5 м) сложен светло-бурым суглинком с включениями гальки и обломков, а нижний (до 5 м) — переслаиванием красновато-бурых суглинков и песчано-галечных осадков. В нижней части этого горизонта отмечена хорошая окатанность гальки. В данном разрезе определен весьма разнообразный состав пыльцы дендрофлоры — 17 морфологических форм. Преобладает пыльца обыкновенной сосны и березы, отмечена пыльца сибирской сосны, ели, лиственницы, пихты, кустарниковых берез, есть пыльца ольхи, вяза и липы. В травянистой группе

преобладает пыльца полыни, маревых, злаков, присутствует пыльца 30 морфологических форм разнотравья — родов и семейств в основном лугово-степных и меньше лугово-лесных сообществ.

Палинологический материал разреза интересен как свидетельство направленного обеднения дендрофлоры в плиоцене. По систематическому составу данный пыльцевой комплекс заметно беднее, чем идэрский (см. выше), но и он, как идэрская пыльцевая флора, отражает развитие светлохвойных и смешанных лесов в верхнем уровне гор. В настоящее время этот уровень гор — выше 2100 м — на южном мегасклоне Хангая почти полностью безлесен. Изученный аллювий формировался во время одной из регионально выраженных фаз остепнения в позднем плиоцене, когда смешанные леса отступали в верхние уровни гор, площадь горных темнохвойных лесов сокращалась, а степи расширялись. Этот разрез — пока единственный в высокой части южного мегасклона Хангая, подтверждающий вывод о региональных фазах остепнения в позднем плиоцене, отраженных в пыльцевых флорах высоких террас в долине р. Чулуту (см. выше), т. е. в северном секторе нагорья Хангай.

Фрагменты древних (плиоценовых) галечников прослеживаются и между долинами рек Байдарагин-Гол и Биридуин-Гол на юг, в сторону Долины Озер, образуя широкие поверхности в пониженных частях Южно-Хангайского плато. Здесь в их составе наблюдается повышенное содержание кварцевой гальки за счет размыва галечников нижнего олигоцена. Отмечаются также галька и обломки, происходящие из неогеновых базальтов, распространенных на юге плато, в районе Бутэгин-Хурмэ. Геологи ГДР выделяют указанные галечники под названием цаганских. Описанные отложения плоских водоразделов Южно-Хангайского плато в долинах крупных рек переходят в аллювий IV террасы, что говорит о близости их геологического возраста.

В районе Мухор-Эрика и Холой-Худука (бассейн р. Ульдзиту-Гол) болгарскими геологами и нами впервые собраны в плиоценовых отложениях остатки фауны млекопитающих: зубы *Hipparion ex gr. elegans* (в трех пунктах), *Chilotherium* sp., *Rhinocerathidae* gen. indet. (определения В. И. Жегалло) и *Ochotona* sp. (определение В. С. Зажигина). По мнению В. И. Жегалло, мелкие размеры и относительная брахиодонтность зубов гиппариона позволяют относить его к аналогичным формам из верхней подсвиты хиргис-нур, т. е. к среднему плиоцену.

Плейстоценовые аллювиальные отложения транзитных долин формируют террасовый комплекс из трех уровней. Их высоты в пределах плато сильно изменяются, отражая, очевидно, неотектонические деформации — поднятие плато в течение плейстоцена. Все три террасы являются цокольными с мощностью аллювия на них до 6—8 м; при выходе долин в депрессию мощность аллювия увеличивается до 15 м. Состав аллювия террас — галечниковый с гравием и прослоями песка. Обломочный материал значительно крупнее, чем в аллювии IV террасы, галька хорошо окатана. Преобладают «хангайские» кварциты, метаморфические сланцы, граниты, вниз по долинам увеличивается доля местного материала за счет выноса его из боковых притоков. Здесь же наблюдаются увеличенные размеры гальки, перетолженной из белоцветных олигоценовых и буроцветных плиоценовых галечниковых толщ.

При выходе долин в Долиноозерскую депрессию цоколь плейстоценовых террас погружается под урез, мощность аллювия возрастает, он становится менее грубообломочным, появляются признаки пойменной фации в разрезах — песчано-суглинистые прослои, часто с поверхности перевеваемые. Террасы «распластаются» по равнине, образуя типичные дельтовые конусы выноса, «привязанные» по высоте к более высоким уровням озерных бассейнов, существовавших в Долине Озер.

Из плейстоценового террасового комплекса был палинологически изучен аллювий 50-метрового террасового уровня р. Дзабхан-Гол при выходе ее из гор. Терраса образует широкую аккумулятивную равнину на абсолютной высоте около 1800 м на левом берегу долины в месте резкого поворота реки на запад (район сомона Гулин). Исключительно ровная поверхность террасы протягивается к юго-востоку от долины, в сторону сомона Дэлгэр. Э. М. Мурзаев [1952] предполагал, что в период формирования отло-

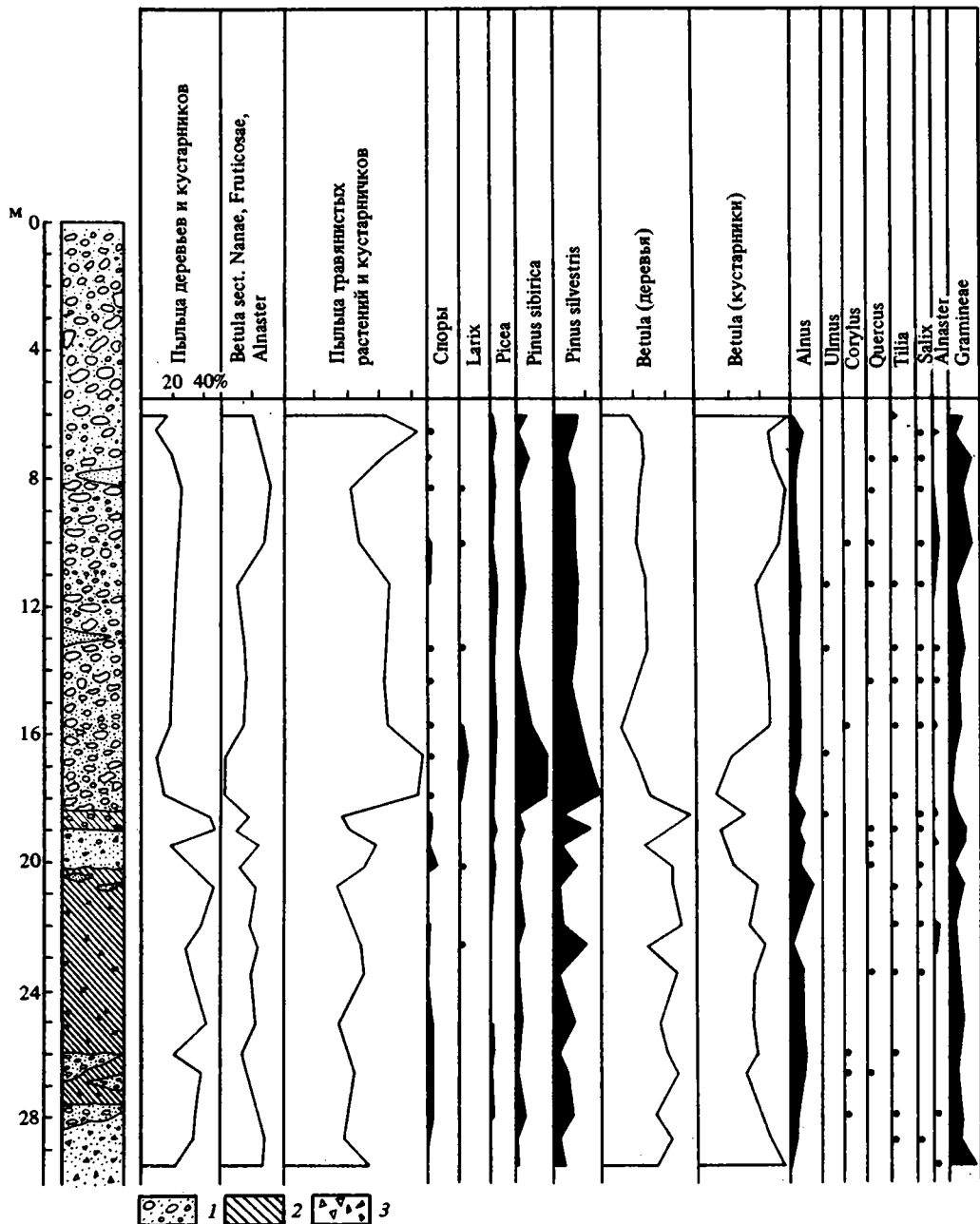
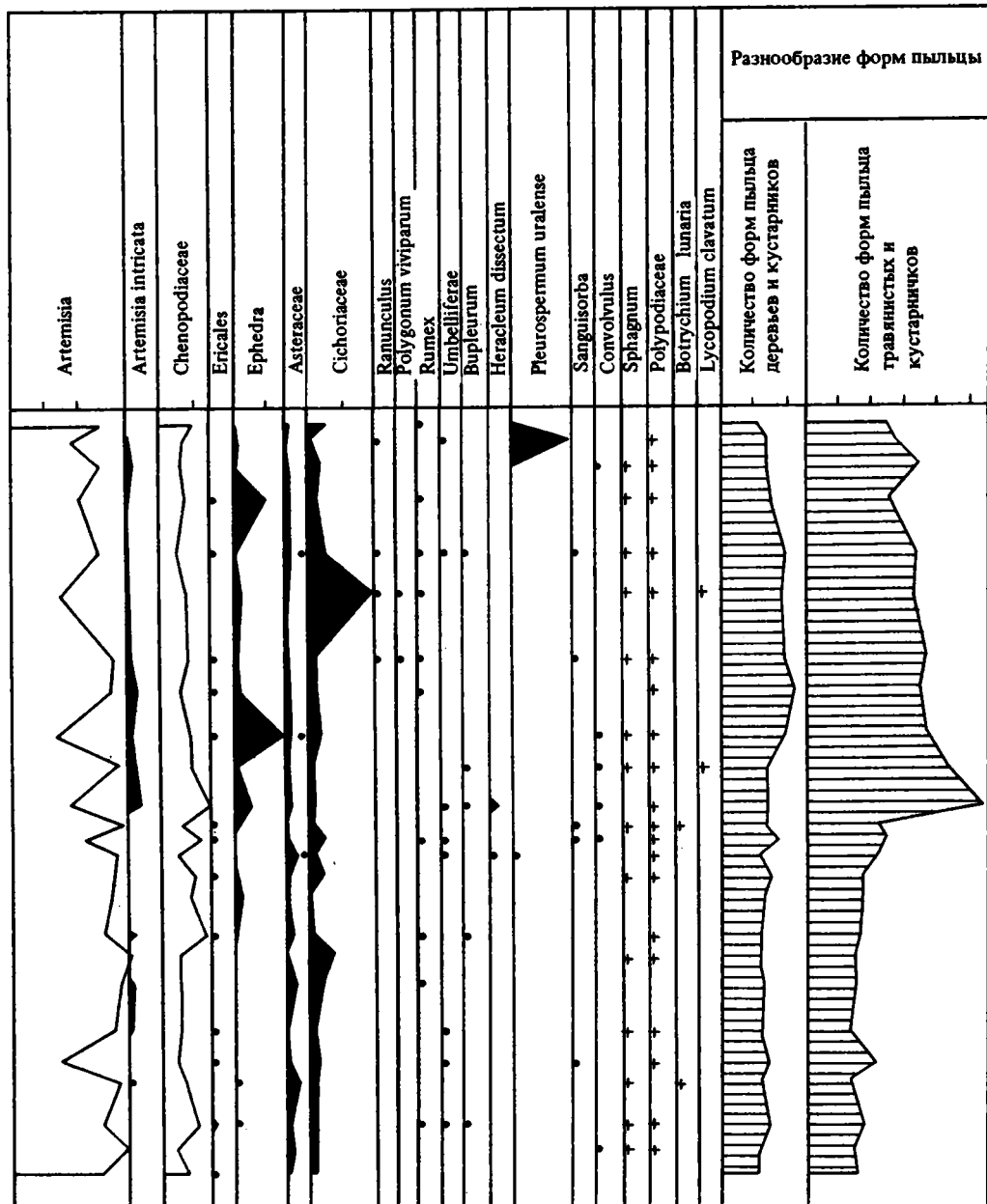


Рис. 16. Спорво-пыльцевая диаграмма разреза 50-метровой террасы р. Дабхан  
 1 — песок разнозернистый с гравием и галькой; 2 — супесь, легкий суглинок; 3 — щебень, дресва

жений этого уровня сток Дабхан-Гола осуществлялся как на запад (современное направление), так и на юго-восток, в сторону Долины Озер. Бурение в районе сомона Дэлгэр показало, что Дэлгэрское понижение выполнено мощной толщей песчано-галечных отложений, т. е. вывод о бифуркации пра-Дабхан-Гола подтверждается.

Верхнюю часть разреза 50-метровой террасы образуют галечно-валунные накопле-



ния мощностью около 20 м. Галька сцементирована разнозернистым песком, образующим также прослои и линзы. По резкой границе галечники сменяются горизонтом чередования плотных суглинков с гравием и галькой, серого рыхлого песка, уплотненных гравийников и галечников, местами скрепленных карбонатным цементом. Ниже залегают отложения суглинистого состава с включениями дресвы и гальки, имеющие красновато-бурые оттенки и представляющие собой продукт близкого переотложения коренных пород цоколя террасы.

В выборке из 25 образцов преобладает пыльца древовидной и кустарниковых берез



и обыкновенной сосны (рис. 16). Определена пыльца сибирской сосны, ели, лиственницы, ольховника и широколиственных пород — ольхи, липы, дуба, лещины, вяза (с вероятностью встречаемости в выборке соответственно 100, 56, 40, 20 и 6%). В средней части толщи содержание пыльцы хвойных пород максимальное. В группе травянистых растений фон составляет пыльца польни. Удивительно разнообразна пыльца разнотравья, которой определено около 60 форм. Наиболее разнообразен состав этой пыльцы в основании валунно-галечного горизонта. К семействам и родам, представители которых имеют широкую экологическую амплитуду, относятся Gramineae, Cyperaceae, Chenopodiaceae, Liliaceae, Iridaceae, Caryophyllaceae, Umbelliferae, Leguminosae, Labiatae, Cruciferae, Asteraceae, Cichoriaceae, Ephedra, Potentilla, Artemisia. К степным и лугово-степным ассоциациям относятся Kochia, Vupleurum, Galium, Scabiosa, Tanacetum, Echinops, к степным — Artemisia intricata, Eurotia ceratoides, Convolvulus. Пыльца растений из лесных формаций (в том числе остепненных лесов), лугов, долинного комплекса представлена видами вересковых: Ledum, Pirola, Rhododendron, Ranunculaceae (Rhanunculus, Thalictrum, Clematis, Anemone silvestris), Polygonum viviparum, Rumex, Pleurospermum uralense, Heracleum dissectum, Chamaenerion angustifolium, Valeriana officinalis, Cacalia hastata, Scorzonera radiata, Campanulaceae. Есть пыльца растений, вероятно, из пионерных группировок приречных галечников — Clausia aprica, Erysimum altaicum, Lactuca. Определены споры сфагновых мхов, папоротников, гроздовника, булавовидного плауна, обитание которых связано с лесным поясом. Из 17 форм пыльцы мезофитов лугово-лесного комплекса, определенных в аллювии, 12 форм отмечены в верхнем горизонте.

Особенности спорово-пыльцевых спектров аллювия отражают процесс наступления леса на степь. К началу формирования аллювия на южном мегасклоне Хангая уже была выражена полоса светлохвойных лесов с сосной, березой и лиственницей, были и широколиственные породы. Пояс темнохвойных лесов, «отодвинутый» на высокие уровни гор, был развит слабо. Активизацию облесения вызвало постепенное увеличение общей увлажненности и похолодание, проявившиеся на всех уровнях Хангайского нагорья. Так, по характеру спорово-пыльцевых спектров, в которых разнообразие пыльцы лугово-лесного разнотравья велико даже по сравнению с современными спектрами из аллювия, можно предполагать, что лесные массивы были сравнительно недалеко от места опробования — на расстоянии первых десятков километров. Таким образом, леса могли спускаться по боковым притокам в основную долину до уровня около 2000 м. Сейчас этот уровень совпадает с границей горных луговых степей, переходящих ниже в настоящие степи. Урёмные леса с мезофитной травянистой растительностью могли спускаться ниже, как и сейчас в большинстве долин Монголии [Растительность..., 1980]. Такая активизация развития лесной растительности была вызвана общеклиматическим процессом — повышением влагообеспеченности и снижением летнего температурного фона. Полученный вывод о возможности появления в это время в Хангае ледников подтверждает положение о соответствии плейстоценовых эпох в депрессиях горным оледенениям, поскольку формирование древней аллювиальной равнины Дзабхан-Гола мы связываем с наиболее высоким подъемом плейстоценовых бассейнов в Котловине Больших Озер в тавозское время.

На склонах водораздельных поднятий Южного Хангая распространены делювиально-пролювиальные осадки, выходящие по системе сайров в долины крупных рек. В полосе перехода плато в Долину Озер из сухих сайров выходят плоские пролювиальные конусы выноса трех разновысотных генераций, опирающиеся на разновозрастные древние озерные уровни. В составе отложений, имеющих мощность 10—15 м и более, можно наблюдать шебнисто-гравийные суглинки, прослой русловых галечников, а также фациальные переходы предгорного комплекса осадков в прибрежно-озерные фации.

Голоценовые отложения образуют в транзитных долинах два уровня поймы. Особенностью осадконакопления этого времени можно считать повышенную аккумуляцию их на отдельных участках долин рек Байдарагин-Гол, Биридуин-Гол, Тацин-Гол, где ширина

плоского днища долин достигает 1—2 км и более. Такие расширения отмечены при выходе долин из Южно-Хангайского плато, где увеличивается и мощность голоценового аллювия до 15—20 м. Долинный аллювиальный комплекс переходит в озерно-дельтовый, развитый уже в пределах Долины Озер.

### ХЭНТЭЙ

Нагорье Хэнтэй на территории Монголии представляет собой южную часть обширного Хэнтэй-Даурского сводового поднятия. Оно вытянуто в северо-восточном направлении, определенном простиранием основных структур. Осевую часть нагорья образуют хребты Бага-Хэнтэй и Ихэ-Хэнтэй, параллельно водораздельному хребту простирается серия более низких (до 2000 м) горных отрогов. По периферии нагорья отмечаются молодые впадины — грабены, отграничивающие Хангайский свод от других геоморфологических районов. Глубина эрозионного расчленения нагорья довольно значительна: реки врезаны на 300—500 м и более. Речная сеть Хэнтэя принадлежит к бассейнам Селенги (Тола, Хара-Гол, Иро-Гол) и Амура (Керулен, Онон, Бальджа).

### Северный Хэнтэй

В Северном Хэнтэе верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения изучались при проведении поисковых работ. Материалы по долине р. Иро-Гол и ее притоков — рек Тологойту и Бугунтай опубликованы Н. Я. Болотовой [1966], а в дальнейшем дополнены Т. Семейханом, Ю. П. Цыпуковым, В. И. Коноплевой, Н. Г. Ивановой.

Верхнеплиоценовые отложения представлены разными фациями и обычно погребены в долинах рек, где вскрыты скважинами, шурфами, карьерами. Аллювиальные отложения небольшой (5—10 м) мощности состоят из желтовато-бурых галечников, валунников с песчано-глинистым заполнителем, содержат линзы буро-красных глин и рыжих песков. Гальки в отложениях выветрелые, ожелезненные, легко рассыпаются при ударе. Иногда подобные галечники встречаются и на останцах высоких цокольных террас. У бортов долин древний аллювий перекрыт суглинисто-щебнистыми склоновыми образованиями красновато-бурого цвета мощностью до 10 м. В карьерах по левому борту р. Тологойту из аллювиальных галечников Н. Г. Ивановой определены спорово-пыльцевые спектры лесного типа, в которых вместе с пылью современной лесообразующих пород Хэнтэя — обыкновенной и сибирской сосны, ели, пихты, березы, ольховника отмечена также пыльца широколиственных растений — ольхи, лещины, липы, дуба.

Установлено, что верхнеплиоценовые отложения, залегающие либо на породах докайнозойского возраста, либо на красноцветах плиоцена, выполняют погребенные долины у подножий Хэнтэйского сводового поднятия. Максимальная мощность осадков, достигает 100 м, на крыльях сводового поднятия она снижается до 10 м; там они вложены в красноцветы плиоцена, наследуя древнюю плиоценовую гидросеть.

К верхнеплиоценовым (а возможно, и более древним) отложениям условно относятся водораздельные галечники — реликты аллювия древних долин, отмеченные Ю. П. Цыпуковым на пологих водоразделах рек Цамхаг, Улэнтү, Хутэй-Гол и нами в бассейне р. Иро-Гол на абсолютных высотах 1000—1300 м, где они представлены песчано-галечным материалом. Гальки мелкие, хорошо окатанные, выветрелые и обохренные, залегают на высоте 100—200 м над урезом реки.

Наиболее сложно решается вопрос о выделении нижнего плейстоцена. В долине р. Селенги и ее притоков этот возраст имеют валунно-галечные отложения, обнажающиеся в доколе плейстоценовых террас в среднем течении реки [Корина, 1974]. Ниже по долине они опускаются под урез и обнаруживаются только при бурении; мощность их 30—50 м. Погребенные галечники встречены также в долинах рек Орхон, Иро-Гол, Хара-Гол, Тола. Погребенный аллювий низовий р. Селенга и долин Прибайкалья также считается нижнеплейстоценовым [Флоренсов, 1960; Логачев и др., 1964].

Палинологическая характеристика этих отложений получена Л. А. Крупениной [1985], изучившей древний аллювий у Шара-Манхатая. Здесь на левом берегу Селенги в доколе террас обнажаются сероцветные крупновалунные отложения и галечники мощ-

ностью около 17 м. Пыльцевой комплекс отражает лесостепную фазу развития растительности с небольшими колебаниями в сторону большей или меньшей облесенности. Доминантами придолинных лесов были обыкновенная сосна и береза; из широколиственного комплекса можно отметить ольху, лещину, липу, вяз, граб.

Для бассейнов Селенги, Орхона и их притоков намечаются, таким образом, некоторые общие черты нижнеплейстоценовых отложений: залегание непосредственно на красноцветных осадках плиоцена и под песчаными толщами высоких террас; залегание ниже уреза рек, что говорит о большом эрозионном врезе, предшествовавшем их образованию и имевшем, по-видимому, региональный характер; грубообломочный состав осадков; лесостепной характер растительности.

Характерным членом долинного комплекса отложений в нижней части Селенгинского бассейна являются мощные песчаные накопления, выраженные в рельефе в виде высоких террасовых уровней. По составу и условиям залегания отложения сходны с песками кривоярской свиты Западного Забайкалья, проблема возраста и генезиса которых посвящен ряд работ [Логачев, 1958; Равский и др., 1964; Кожевников, 1968, 1972; Равский, 1972; Нагорья... , 1974]. По-видимому, следует признать более правильной точку зрения о полигенетической природе песчаного комплекса и довольно широком возрастном интервале его формирования. Новые данные говорят и о разных климатических режимах (исключая «перигляциальный») во время накопления песчаных толщ Северной Монголии.

Массивы песчаных накоплений в долинах Северной Монголии наиболее широко распространены на междуречье Селенги и Орхона выше их слияния; далее вверх по Селенге они встречаются в виде небольших изолированных участков. Большой массив песков находится в долине р. Иро-Гол и на левобережье р. Хара-Гол. Выделяются высокий (60—80 м) террасовый уровень и пониженный (40—50 м).

Отложения высокого уровня изучены палинологически по разрезу 50—60-метровой террасы в нижнем течении р. Иро-Гол, на левом берегу (описание и отбор проб сделаны Н. А. Кориной). В разрезе выделяются три горизонта. В верхнем горизонте мощностью 7 м наблюдается чередование тонких горизонтальных прослоев тонко- и среднезернистого желтовато-серого, местами ожелезненного песка, буроватой супеси и крупнозернистого песка; отмечаются признаки погребенных почв. Средняя часть толщи (горизонт мощностью 24 м) представляет собой переслаивание песка разного гранулометрического состава, желтовато-серых и серых тонов, рыхлого, местами ожелезненного и песка глинистого, неясно-слоистого, включающего тонкие прослойки песка, обогащенного мелким детритом. В основании горизонта отмечаются рассеянная галька, гравий, дресва. Нижний горизонт мощностью 16 м состоит из разнозернистого горизонтально-слоистого песка с включениями гравия, дресвы и линзами дресвяно-щебнистого материала мощностью 0,3—0,8 м.

По результатам палинологического анализа 60 проб (рис. 17, см. вкл.) группа деревьев и кустарников содержит пыльцу всех современных лесообразующих пород и пыльцу широколиственных растений. В отложениях постоянно поддерживается высокое содержание пыльцы деревьев, соответствующее характеристикам, имеющимся для современного аллювия лесного пояса (см. гл. 2). Пыльца широколиственных пород встречается по всему разрезу, но с разной вероятностью для каждого из таксонов. Наиболее часто отмечается пыльца ольхи, лещины, липы, вяза и клена (вероятность встречаемости соответственно 96, 58, 58, 35 и 37%). К редко встречающимся компонентам спектров относится пыльца дуба и граба (вероятность встречаемости 19 и 12%), а пыльца ореха и лоха отмечена только в одном образце. Намечается обеднение таксономического состава пыльцы широколиственных растений снизу вверх по разрезу.

По составу богатого комплекса травянисто-кустарничковой пыльцы можно говорить о весьма разнообразных ландшафтных обстановках в нижней части бассейна, так как в спорово-пыльцевых спектрах постоянно содержится пыльца разных в экологическом отношении сообществ. Прежде всего очень характерно обилие пыльцы злаков, которая по всему разрезу представлена шестью-семью морфологическими формами. Также

разнообразен состав пыльцы лугово-степного разнотравья, в том числе из семейства сложноцветных; встречается пыльца представителей литофильно-степных группировок (эфедра, тимьян, кохия, терескен, нитрария) и лугово-лесных ассоциаций (*Scorzonera radiata*, *Cacalia hastata*, *Chamaenerion angustifolium*, *Polygonum aviculare*, *Ericales*, *Ranunculus*, *Rumex*). В то же время определены споры папоротникообразных, характерных для лесного пояса (*Pteridium aquilinum*, *Athyrium crenatum*, *Dryopteris Robertiana*, *Lycopodium clavatum*, *Cryptogramma stelleri*). Возможно, что на нижнем участке бассейна р. Иро-Гол, ныне остепненном, были участки смешанных и светлохвойных лесов с широколиственными породами. В верхнем уровне гор был пояс темнохвойных и лиственничных лесов.

По изменению соотношений пыльцы некоторых компонентов и таксономического состава пыльцы снизу вверх по разрезу намечаются некоторые признаки дифференциации ископаемого пыльцевого комплекса. Прежде всего это слабая тенденция увеличения доли пыльцы сибирской сосны при одновременном уменьшении содержания пыльцы древовидной березы. В верхней половине разреза снижается частота встречаемости пыльцы широколиственных пород, а некоторые компоненты (пыльца граба, ореха, дуба) в спектрах уже не отмечаются. Вероятно, по мере накопления песков несколько снижался общий температурный фон и проявлялись признаки нарастания увлажненности. В спорово-пыльцевых спектрах есть и такие признаки, которые отражают особенности режима осадконакопления. Например, в толще на разных глубинах есть прослой с немного повышенным по сравнению с фоновым содержанием спор. В каждом случае складываются конкретные сочетания спор, но всегда из видов, характерных для лесов и петрофитных группировок в лесном поясе. У некоторых спор папоротников даже сохранен периспорий, значит, они попали в осадок, почти не испытав транзита — с ближних склонов. Далее, в отдельных прослоях отмечено обогащение пыльцой некоторых травянистых растений (лапчатки, лютиковых, лука, зонтичных, подмаренника) и боярышника. Это также могло быть следствием слабого перераспределения пыльцы в процессе транзита или связано с импульсами выноса склонового материала, обогащенного той или иной местной пыльцой. В то же время налицо сравнительно устойчивые соотношения основных компонентов в группах древесно-кустарниковой и травянистой пыльцы и большое разнообразие таксономического состава всего пыльцевого комплекса, что свойственно аллювиальному режиму накопления.

В ряде разрезов песчаных террас по долинам рек Селенга и Орхон можно наблюдать контакт песков с подстилающими осадками плиоцена. К ним относится разрез 30—40-метровой террасы р. Орхон—Бурал-Обо [Девяткин, Зажигин, 1974]. В разрезе выделяются четыре горизонта, различающиеся по литологическому составу (см. рис. 2). Пыльца и споры определены из всех горизонтов разреза. В нижнем, красноцветном горизонте преобладает пыльца обыкновенной сосны и березы. Отмечена пыльца сибирской сосны, ели, пихты и широколиственных растений — ольхи, вяза, липы, дуба, клена, лещины (рис. 18). В вышележащей толще, из которой определена фауна, преобладает пыльца обыкновенной сосны и в небольших количествах отмечена пыльца ели, сибирской сосны, древовидной и кустарниковых берез, ольхи, ольховника, липы, лещины и вяза приземистого. Состав травянистой пыльцы, которой здесь всего 10—15%, бедный. Эти пыльцевые комплексы характеризуют два варианта растительности бассейна Орхона в позднем плиоцене.

Перерыв, отмечаемый по контакту буроцветных осадков с вышележащими песками, отмечен дезекватным пыльцевым спектром, который почти полностью состоит из пыльцы сложноцветных (цикориевых). В интервале 5—20,5 м преобладает пыльца деревьев и кустарников, в составе которой есть пыльца всех главных лесообразующих пород (сибирская и обыкновенная сосна, береза, ель, пихта, лиственница), но существенно преобладает пыльца обыкновенной сосны. В отдельных образцах единично отмечена пыльца лещины и липы. Состав пыльцы трав и кустарничков очень разнообразный. Определена пыльца осоковых, вересковых, маревых, различных сложноцветных и представителей семейств *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Umbelliferae*,

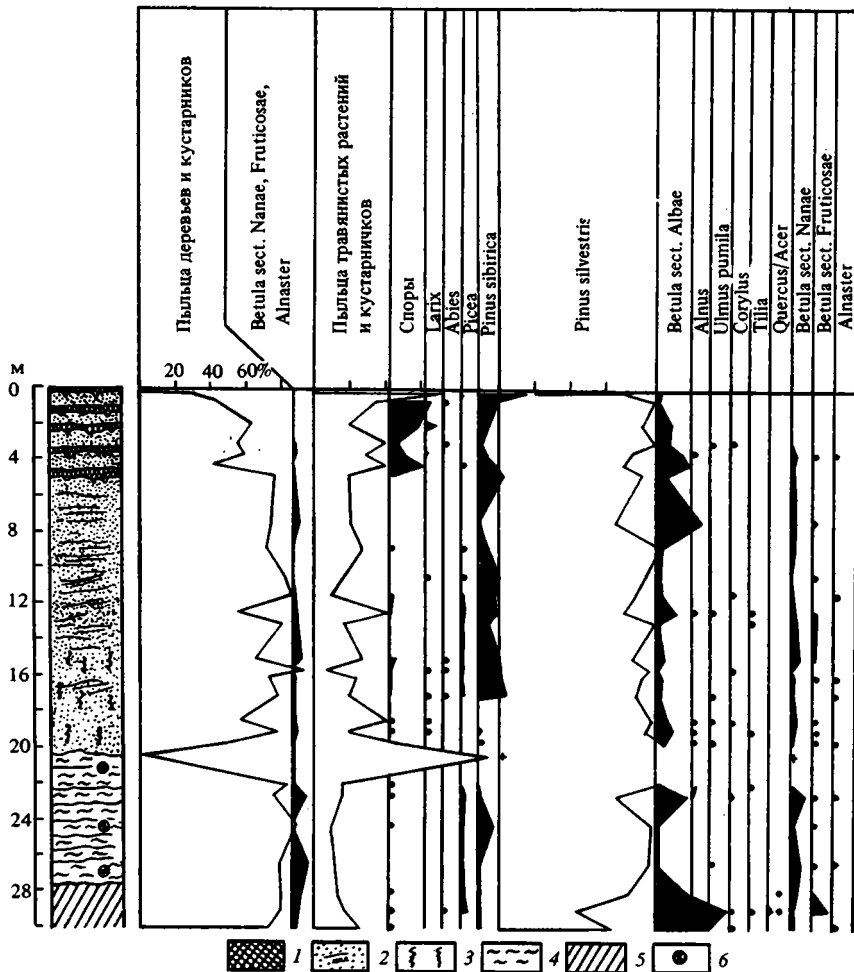
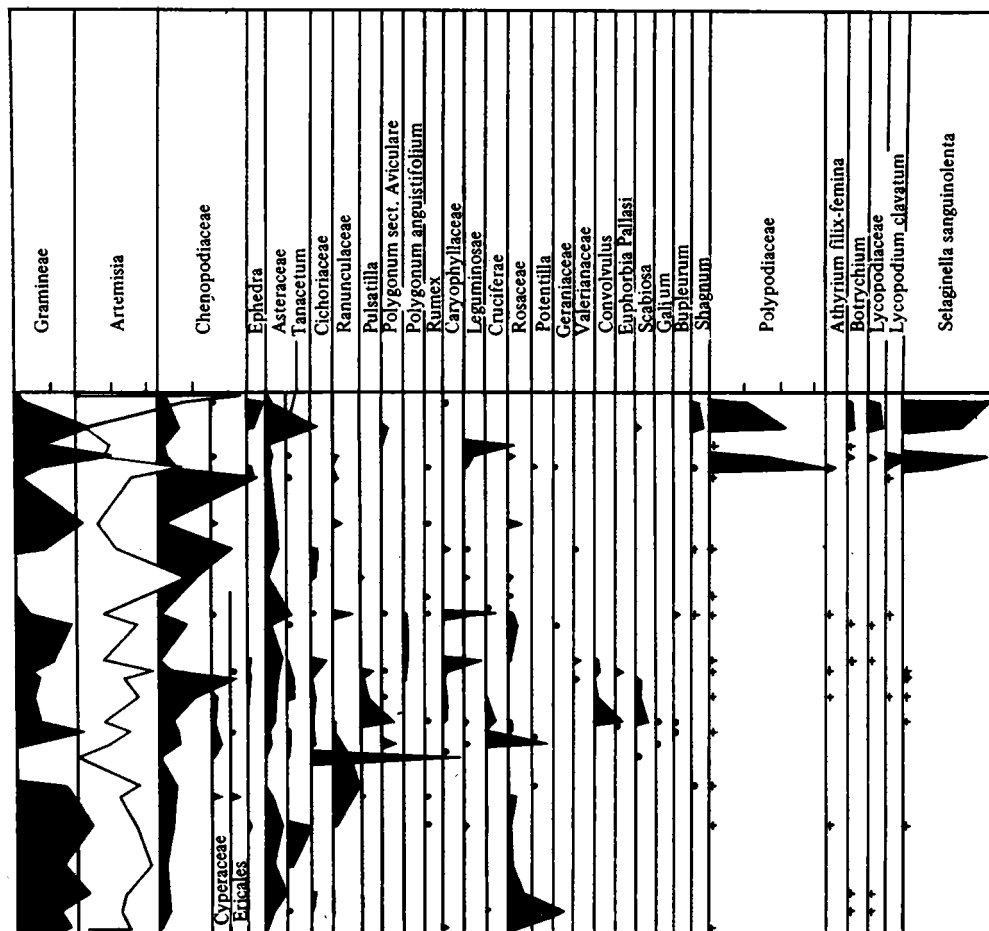


Рис. 18. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Бурал-Обо в долине р. Орхон  
 1 — современная и погребенная почвы; 2 — песок; 3 — карбонатность; 4 — супесь лёссовидная; 5 — суглинок красно-бурый; 6 — местонахождения остатков мелких млекопитающих

Rosaceae, Valerianaceae, Cruciferae, Labiatae, Leguminosae; родов Pulsatilla, Ranunculus, Scabiosa, Vupleurum, Hedysarum, Galium, Convolvulus, Euphorbia, Thymus. Довольно разнообразен комплекс спор, хотя их мало — Polypodiaceae, в том числе Athyrium filix-femina, плауны — Lycopodium clavatum и L. selago, Selaginella sanguinolenta.

На диаграмме видно, что распределение пыльцы травянистых растений в этом горизонте необычное. Отдельные образцы обогащены пыльцой семейств и родов, обычно встречающейся в небольших количествах, если соотношения пыльцы в конечном спорово-пыльцевом спектре «выравнены» во время транзита. В данном случае насчитывается по крайней мере семь слоев, образцы из которых обогащены пыльцой одного-двух таксонов. Это хороший признак дезекватности пыльцевых спектров относительно травянистой пыльцы, часть которой практически не испытывала транзита и имеет локальный или местный источник. Такая картина распределения пыльцы могла возникнуть вследствие разных причин. Возможны локальные перерывы в режиме



осадконакопления; возможна изменчивость — прерывистость и неравномерность — накопления осадков вблизи тыловой части террасы. В то же время спорово-пыльцевой комплекс этих отложений в целом свидетельствует о развитии в бассейне разных типов леса (в отличие от современных сосновых лесов, растущих на песчаных массивах бассейна). Слабая тенденция изменения соотношения пыльцы дендрофлоры — повышение доли пыльцы темнохвойных пород, увеличение содержания пыльцы березы и практически отсутствие пыльцы комплекса широколиственных пород — все это говорит о признаках увеличения увлажненности и снижения теплообеспеченности вегетационного периода. В современном аллювии близкие содержания пыльцы сибирской сосны наблюдаются в выборках Онон-2 и Тола. Поэтому можно допустить, что расстояние от разреза Бурал-Обо до нижней границы расселения сибирской сосны было примерно таким же, как для упомянутых выборок современного аллювия, т. е. примерно в полтора раза меньше, чем сейчас. Важно отметить, что пыльцевая флора Бурал-Обо отличается от флоры песков Иро-Гола — у нее беднее таксономический состав и меньше вероятность встречаемости пыльцы широколиственных растений. Это явно разновозрастные флоры, хотя они и отражают сходные по тенденции изменения климатического режима.

12—20 м террасовый уровень в долинах рек Иро-Гол, Хара-Гол и Тола сформирован преимущественно галечным и галечно-песчаным аллювием. Терраса часто бывает цокольной и перекрыта чехлом склоновых образований, придающих ей облик тер-

расо-увала. В горной части мощность склоновых щебнисто-глыбовых осадков бывает до 5—8 м, а по текстурным особенностям и структуре они отвечают сложному сочетанию пролювильно-делювиальных и солифлюкционных образований. При выходе рек из Хэнтэя и по долинам Орхона, Толы, Иро-Гола склоновые образования на III террасе приобретают пролювиальный облик, а их верхние части состоят из лёссовидных супесей с нечетко выраженными погребенными почвами. В разрезах также встречаются солифлюкционные прослои, нередко с деформациями слоев, что говорит о парагенетической связи обоих вариантов склоновых образований — солифлюкционного и пролювиального.

Отложения низких террасовых уровней — 4—6- и 8—10-метрового — представлены песками и галечниками. В разрезах выделяется пойменная фация с супесчаными и суглинистыми прослоями. В верховьях р. Иро-Гол по руч. Болотному из отложений I террасы определены зубы *Mammuthus primigenius* (Blum.). Находки фауны верхнепалеолитического облика были сделаны Т. Семейханом и В. Н. Поздняком в покровных отложениях II террасы р. Иро-Гол в районе впадения руч. Бэрлэг. Отсюда известны *Bos priscus longicornis*, *Coelodonta antiquitatis* (Blum.). Судя по палинологическим материалам Н. Г. Ивановой, отложения I террасы формировались в лесную фазу — в них много пыльцы сосны, березы, есть пыльца лиственницы, ели. В нижней части разрезов отмечена пыльца лещины и липы, что говорит о их постоянном участии в растительности бассейна р. Иро-Гол вплоть до конца плейстоцена и раннего голоцена.

### Западный Хэнтэй

Здесь приведены материалы по двум бассейнам: долине р. Хара-Гол и Дзамарскому участку в долине р. Тола.

В районе г. Дархан буровыми профилями экспедиции ПНИИИС выявлены особенности строения выполняющих долину р. Хара-Гол отложений и установлено более чем 100-метровое переуглубление долины (рис. 19). В основании переуглубления скв. 15 вскрыт древний аллювий — пески светло-желтого и бурого цвета с гравием и хорошо окатанной галькой. По аналогии с другими долинами бассейна Селенги он может относиться к низам плиоцена. Выше залегает 40—60-метровая толща красно-

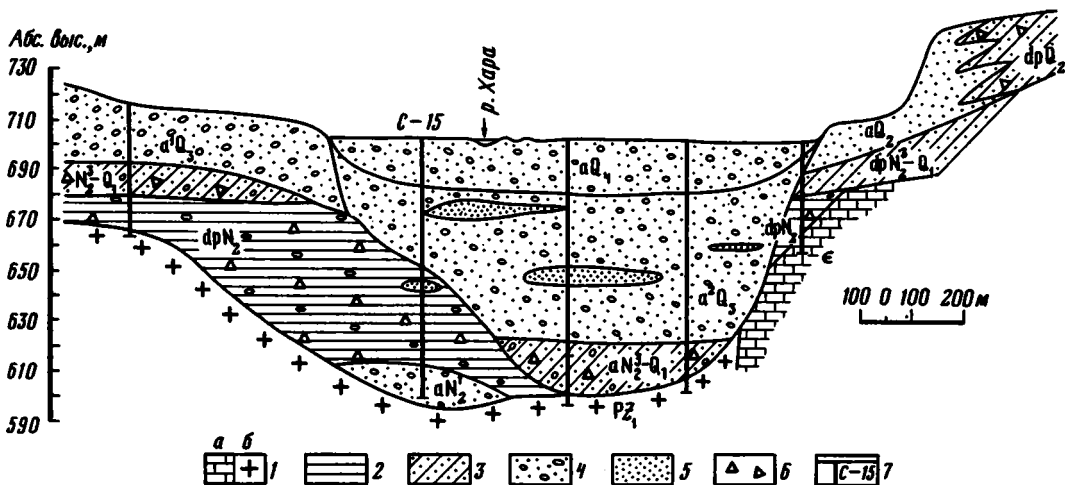


Рис. 19. Строение долины р. Хара-Гол в районе г. Дархан

1 — коренные породы; а — известняки; б — граниты; 2 — суглинки и глины красноцветные; 3 — суглинок; 4 — пески с галечниками; 5 — пески с гравием; б — щебень, дресва; 7 — скважины и их номера. Генетические обозначения см. на рис. 30.

бурых глин и суглинков со щебнем, глыбами и гравием, выполняющая прибортовые части погребенной долины и выходящая за ее пределы на коренные склоны. Подобные пролювиально-делювиальные образования плиоцена известны во многих долинах Северной Монголии и охарактеризованы фауной позднего плиоцена (см. гл. 1). Следующая толща в долине р. Хара-Гол представлена двумя разными фациями осадков. В эрозионной ложбине, прорезающей нижележащие красноцветы, в тальвеге вскрыты галечники, гравийники, рыжие и бурые пески мощностью до 20 м. На бортах этого эрозионного вреза прямо на красноцветах плиоцена или коренных породах залегают буроватые суглинки с обломками мощностью до 10—12 м, имеющие делювиально-пролювиальный генезис. Возраст этих осадков — конец позднего плиоцена — начало раннего плейстоцена.

Вышележащий комплекс осадков представлен песчаной толщей, образующей высокие террасы по правому борту долины. В придолинной части террасы сложены песчаными горизонтально- и косослоистыми осадками, а вблизи бортов аллювий замещается склоновыми песчано-щебнистыми разностями. Верхняя часть склонового чехла имеет вид лёссовидных супесей, которые образуют столбчатую отдельность, карбонатны, включают два-три горизонта погребенной почвы степного типа. Весь этот комплекс можно отнести к среднему плейстоцену.

С верхним плейстоценом связан еще один эрозионно-аккумулятивный цикл развития долины. По характеру осадков он подразделяется на два комплекса. Первый комплекс формирует II террасу на левом берегу долины — это пески с прослоями мелких галечников и гравийников, суглинков и глин; их мощность 20—25 м. В них вложена толща мощностью до 60 м, состоящая из гравийно-песчаного материала с галькой и валунами, которые встречаются в прослоях и линзах. Мощность голоценовых осадков до 20 м.

Такое строение достаточно типично для долин Западного Хэнтэя, где находят отражение несколько эрозионно-аккумулятивных циклов со сходными литолого-фациальными типами осадков: нижнеплиоценовый аллювий в тальвеге погребенной долины — признак древнего заложения гидросети; красноцветный пролювий, склоновый комплекс — признак ослабления аллювиального режима. Эрозионно-аккумулятивный цикл отмечен в конце позднего плиоцена — начале плейстоцена; своеобразный тип заполнения долин полифациальным песчаным комплексом осадков — в раннем — среднем плейстоцене; два эрозионно-аккумулятивных цикла — в позднем плейстоцене.

По западной периферии Хэнтэя ключевым районом является участок пересечения долиной р. Тола Дзамарского низкогорного массива ниже впадения р. Харухин-Гол. Изучены долины правых притоков р. Тола — ручьев Хайляст, Халзан, Айр-Наймган. Это притоки длиной 15—20 км, берущие начало в хребте Дзамар, врезанные на 300—400 м. Они прорезают поперек простирающую систему узких неотектонических блоков, вследствие чего ширина долин, мощности выполняющих их отложений и продольный профиль коренного ложа тальвега изменчивы. Наибольшие мощности осадков в опущенных блоках 40—50 м, а в поднятых — первые метры. Несмотря на небольшую длину и ширину (300 м в среднем и 500—700 м в нижнем течении) долин, рыхлые отложения представляют собой сложно построенную толщу с разновозрастными горизонтами полифациальных осадков.

В долине руч. Хайляст выделено два литофациальных комплекса осадков: нижний, пестрый по окраске и по частому чередованию генетических и литологических разностей, и верхний, сероцветный — преимущественно аллювиальный, склоновый. Разделение нижнего комплекса на возрастные горизонты отложений вызывает наибольшую трудность, так как они построены по принципу переслаивания и замещения аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, пролювиально-делювиальных отложений.

Палинологическими исследованиями установлено, что в качестве нижнего стратиграфического горизонта можно рассматривать «желтые галечники», переслаивающиеся с красноцветными щебнистыми суглинками и выполняющие тальвег древней долины ручья (рис. 20). В погребенном состоянии они сохранились на участках переуглублений, вблизи коренных склонов древней долины на более высоких отметках



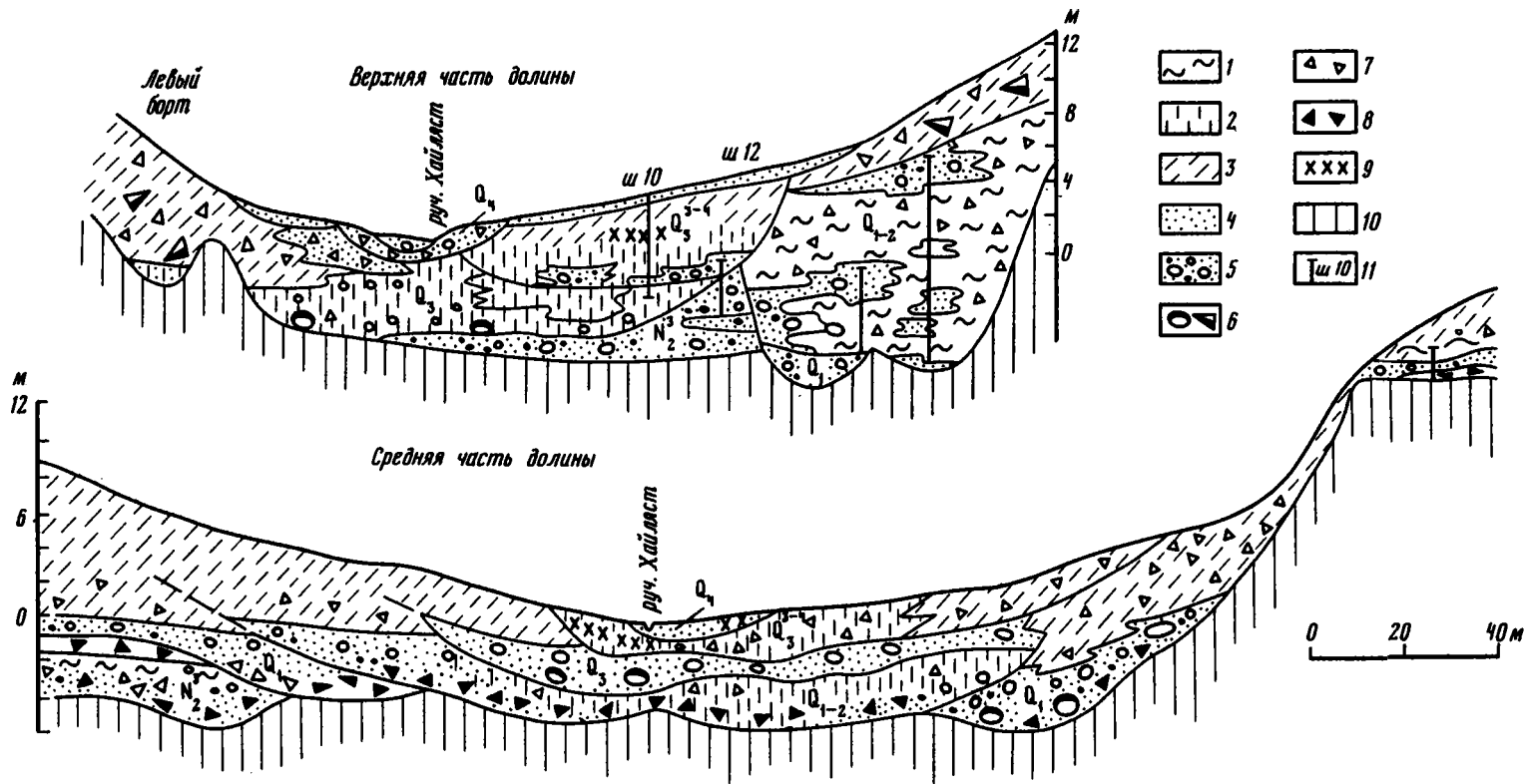


Рис. 20. Строение долинного комплекса позднекайнозойских отложений в долине руч. Хайляст (бассейн р. Тола)

1 — глины, суглинки красноцветные; 2 — супесь; 3 — лёссовидная супесь; 4 — песок; 5 — гравий, галька; 6 — валуны, глыбы; 7 — щебень, дресва; 8 — разрыхленные и выветрелые обломки сланцев цоколя; 9 — погребенная почва; 10 — коренные породы цоколя; 11 — шурфы

(10—25 м над урезом ручья), формируя погребенную террасу, впоследствии перекрытую склоновым чехлом. Изучен тот и другой типы разрезов. Палинологический комплекс включает разнообразный состав дендрофлоры (рис. 21). Основными лесообразующими породами были обыкновенная сосна и береза. Присутствие в спорово-пыльцевых спектрах такого небольшого бассейна, как Хайляст, пыльцы темнохвойных пород и лиственницы говорит о типологическом разнообразии лесов даже в низкогорных массивах (1700—1800 м). Следует подчеркнуть присутствие в комплексе широколиственных пород пыльцы бука, граба, ореха, остреи наряду с другими, менее теплолюбивыми породами, что позволяет синхронизировать данный пыльцевой комплекс с пыльцевыми флорами среднего — начала позднего плиоцена, изученными в Северной Монголии и Восточном Забайкалье (см. гл. 4). Это местонахождение пыльцевой флоры хвойно-широколиственных лесов, типологически близких к манчжурским формациям и фиксирующих определенный стратиграфический интервал, позволяет сделать вывод о древнем, возможно доплиоценовом, заложении долинной сети малых водотоков в данном районе.

Второй стратиграфический горизонт в пределах пестроцветного комплекса осадков представлен преимущественно красноцветными образованиями. Суглинисто-щебнистые, ярко окрашенные в вишнево-красные, буро-красные и кирпично-красные тона осадки встречены в долине руч. Хайляст и по его притокам. Это преимущественно отложения склонового типа, отчасти пролювиальные; прослой типичного аллювия встречаются в виде небольших по мощности линз. В центральной части долины ручья эти отложения сохранились в отдельных «ловушках» — опущенных блоках. В нижней части долины, более широкой и разработанной, они вскрываются только у бортов, где ими сформированы древние шлейфы. Красноцветные отложения за пределами малых долин выполняют участок древней долины р. Тола — широкое долинообразное понижение вдоль подножия Дзамарского массива, выраженное в современном рельефе как исключительно ровная поверхность, слабо наклоненная к долине р. Тола. Уровень выполнения красноцветными осадками (включавшими, согласно данным бурения, и горизонты аллювия) на этом небольшом отрезке главной долины фиксируется сохранившимися фрагментами красноцветов — на коренных бортах долины и выступах останцов коренного фундамента, имеющих в расширении долины. Одним из таких фрагментов является разрез горы Наран, расположенный на правом берегу р. Тола в нескольких километрах выше устья руч. Хайляст.

Внешний вид этого естественного обнажения привлекает внимание присутствием огромного количества щебня и глыб сланцев, погруженных в суглинистый красно-вишнево-бурый цемент, четкой горизонтальной и наклонной слоистостью линзовидного типа, чередованием слоев, в большей или меньшей степени «забитых» обломочным материалом, массивным характером напластования слоев. Мощность толщи около 30 м, в ней можно видеть прослой бурого глинистого разнородного песка со щебнем и мелкой, хорошо окатанной галькой. Создается впечатление о преимущественно пролювиальном характере осадков. В данном пункте красноцветы являются цоколем 30—40-метровой террасы, они дислоцированы с падением на восток под углом 15—20°.

В пыльцевом комплексе этих отложений дендрофлора представлена 16 родами и включает комплекс широколиственных пород (рис. 22). Преобладает пыльца березы и обыкновенной сосны, постоянно отмечена пыльца сибирской сосны и ольхи. Более часто в спектрах отмечается пыльца липы, лещины и клена (вероятность встречаемости соответственно 48, 41 и 41%), редко — вяза и дуба. Состав пыльцы травянистых растений отвечает разным экологическим группировкам. Наряду с представителями лесных и лугово-лесных сообществ (*Ledum Ranunculus*, *Polygonum viviparum*, *P. aviculare*, *Cacalia hastata*) определена пыльца лугово-степных и степных растений (*Polygonum divaricatum*, *P. convolvulus*, *Thymus serphyllum*, *Haplophyllum dahuricum*, *Stellera chamaejasme*, *Limonium aureum*, *Tanacetum*, *Fagopirum*, *Vupleurum*, *Galium*, *Convolvulus*).

Присутствие пыльцы темнохвойных растений и лиственницы позволяет предпола-

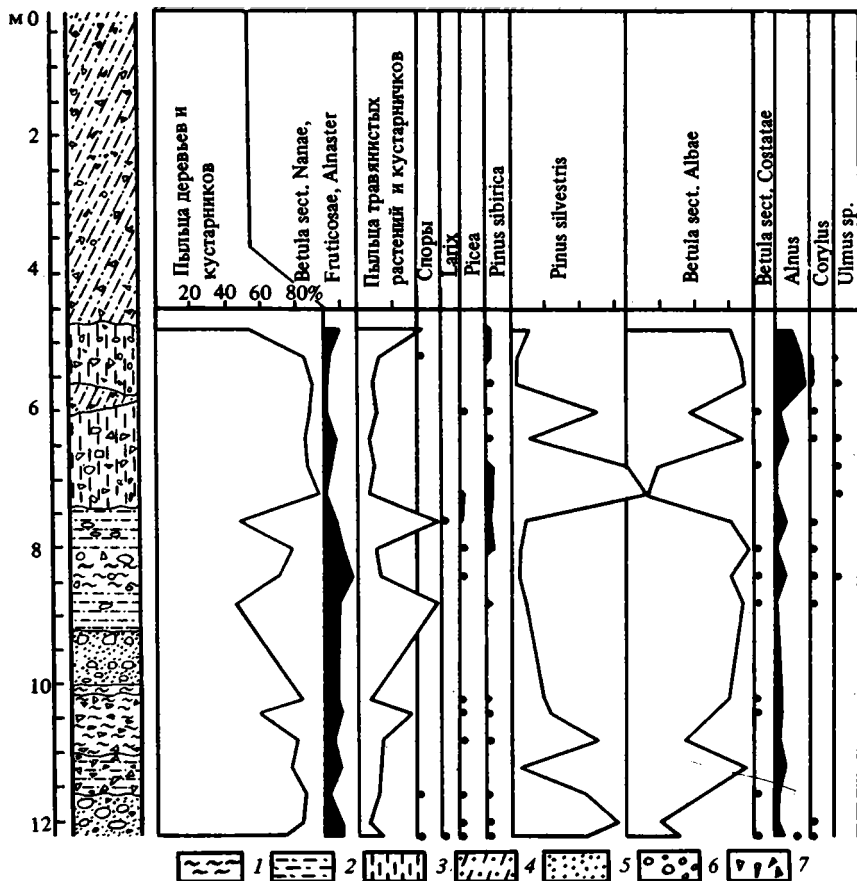


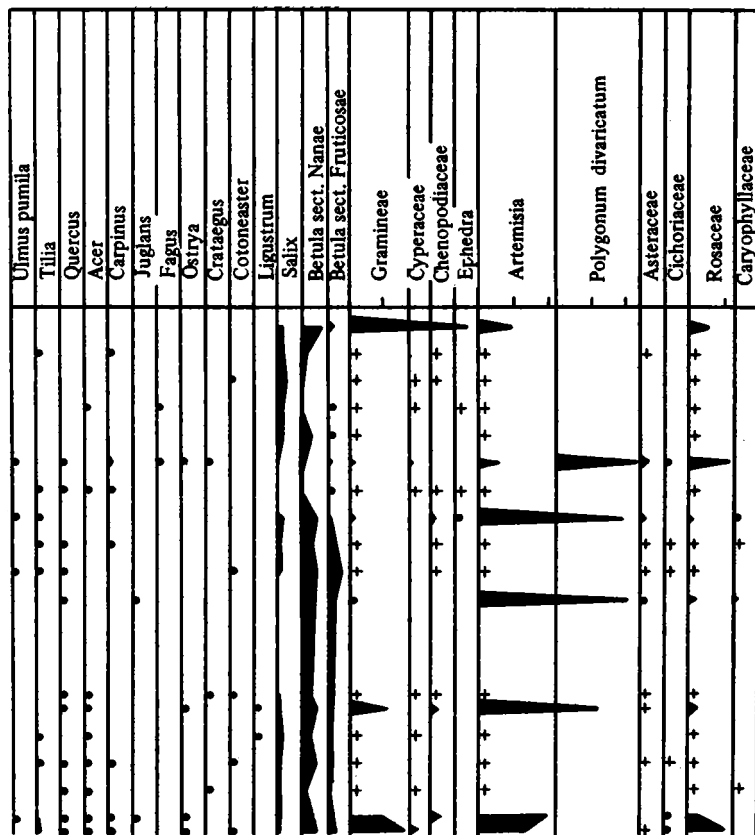
Рис. 21. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений плиоцена в долине руч. Хайляст

1 — суглинок красноцветный; 2 — суглинок; 3 — супесь; 4 — супесь лёссовидная; 5 — песок; 6 — гравий, галька; 7 — деревья, щебень

гать наличие разных типов леса в Дзамарском массиве, с которого поступала основная доля пыльцы дендрофлоры. Низкие уровни долины были остепнены. Данная флора, как и предыдущая, не содержит пыльцу относительно термофильных экзотов и может быть отнесена к позднеплиоценовому этапу.

В долине руч. Хайляст третий (последний) горизонт, выделенный в рамках пестроцветного комплекса осадков, представляет собой толщу, состоящую из аллювиальных и склоновых фаций. Палинология этих осадков (в преимущественно аллювиальном их варианте) изучена на верхнем участке долины ручья (рис. 23). На диаграмме отражено господство в растительном покрове березовых лесов, очевидно, с редким вкраплением некоторых широколиственных пород. Вероятность встречаемости их пыльцы в выборке из 33 образцов очень невелика: вяза — 18%, дуба — 15%, клена — 12%, лещины — 3%. Общий характер растительности был лесостепным, о чем говорит разнообразный состав пыльцы трав и кустарничков. Отложения формировались в хорошо выраженном врезе (см. рис. 20, верхняя часть долины) и условно отнесены к раннеплейстоценовому этапу осадконакопления.

Стратиграфический разрез позднего кайнозоя района Дзамара принципиально сходен с опорным разрезом Орхон-1 (см. гл. 1). «Желтые галечники» отвечают подбазаль-



товому аллювию, пачка красно- и пестроцветных суглинков соответствует надбазальтовой части разреза Орхон-1 позднеплиоценового возраста. В ряде шурфов по руч. Хайляст в этих отложениях обнаружена фауна мелких млекопитающих: *Prosiphneus* sp., *Ohotona* sp., *Lagomorpha* gen. и *Protomotus* sp., подтверждающая указанные сопоставления. Палеомагнитные исследования красноцветной толщи выявили ее знакопеременную намагниченность.

Средне-верхнеплейстоценовые отложения в долине руч. Хайляст образуют второй литофациальный комплекс, сформированный аллювиальными и склоновыми фациями. На верхнем отрезке долины склоновый чехол состоит из крупнообломочно-супесчаных осадков, часто с карбонатным налетом на обломках. На нижнем участке прекрасно выражен лёссовидный покров на пологих склонах, а также в виде шлейфа, перекрывающего древний аллювий вблизи бортов долины. Можно говорить по крайней мере о трех периодах накопления лёссовидных супесей (см. рис. 20, средняя часть долины) и сопоставлять их с относительно сухими теплыми фазами плейстоцена и, возможно, голоцена.

Аллювиальные отложения серых тонов представляют собой чередование грубообломочных и супесчаных, часто обогащенных мелким детритом прослоев пойменного типа. На верхнем участке долины (см. рис. 20) более полно представлен разрез молодого, верхнеплейстоценового аллювия, в пыльцевых спектрах которого отражены четыре фазы развития растительности (рис. 24). Первая фаза соответствует времени накопления русловой фации аллювия, когда бассейн ручья был облесен. Вторая

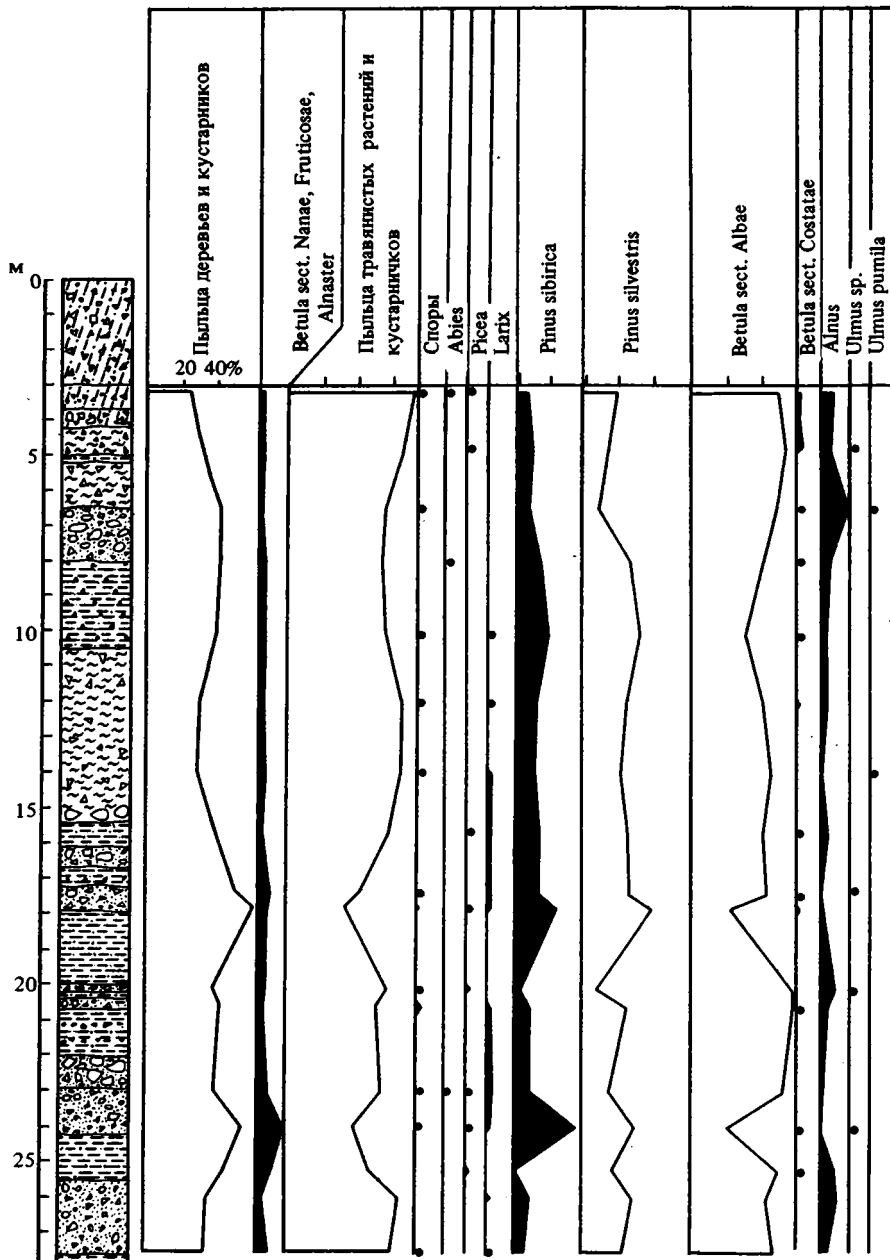
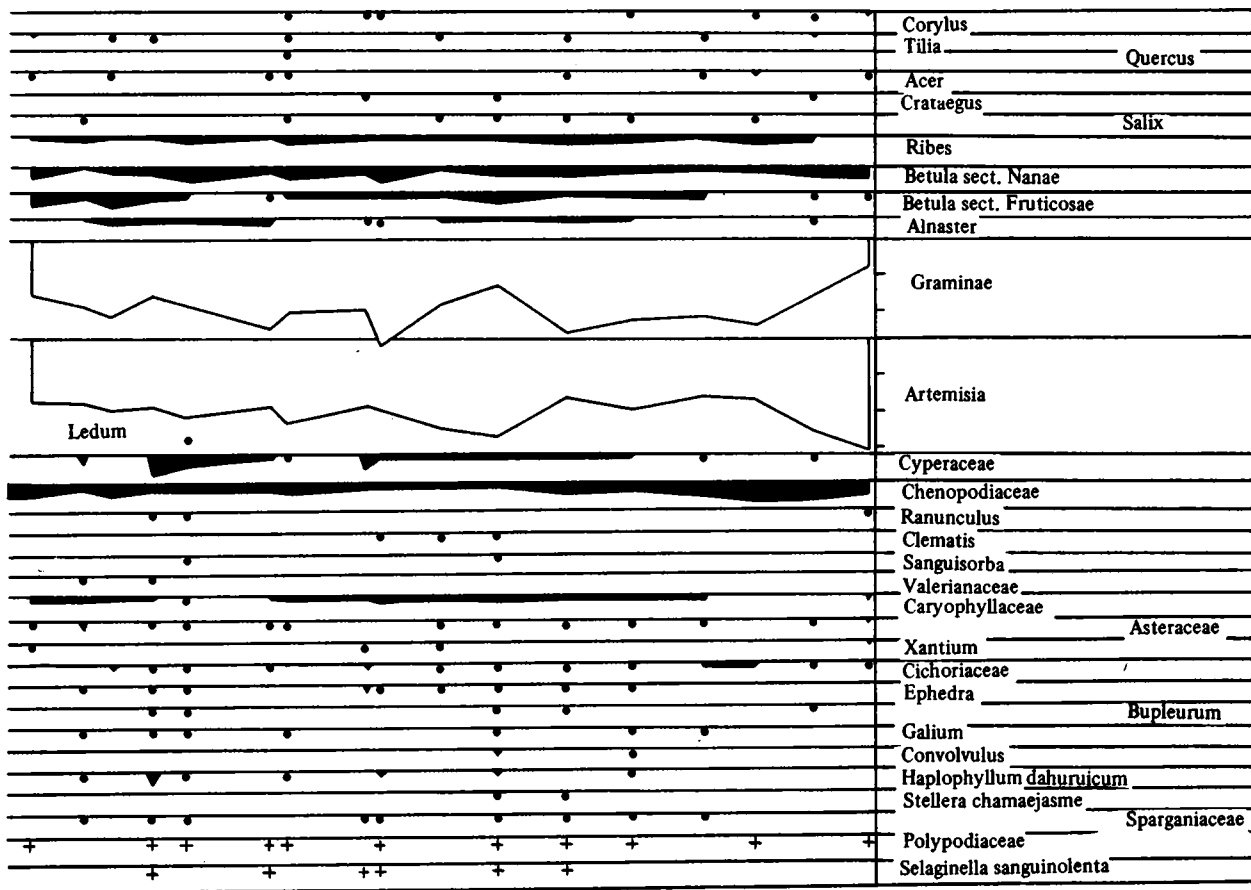


Рис. 22. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплиоценовых отложений в долине р. Тола (гора Наран)  
Условные обозначения см. на рис. 21



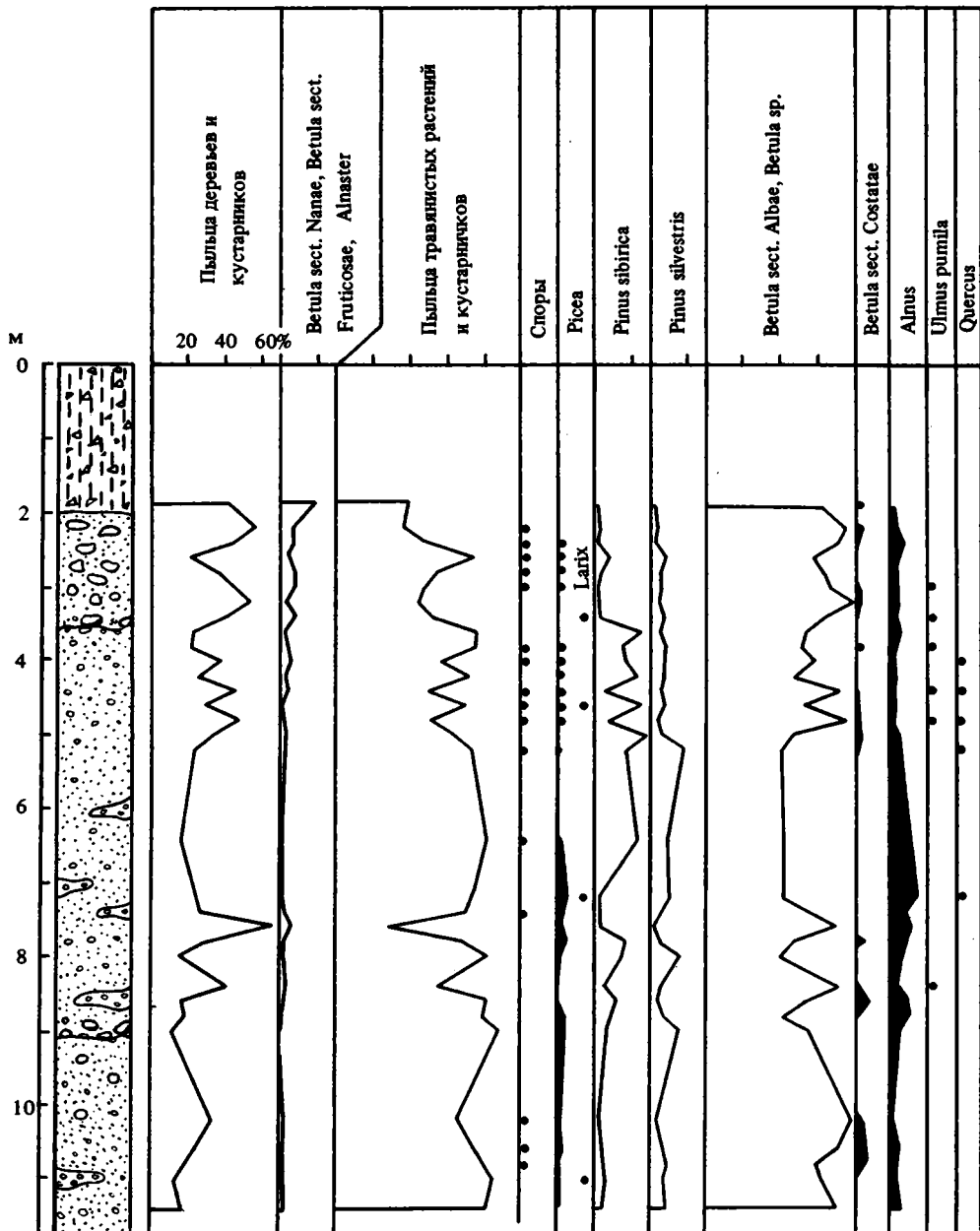
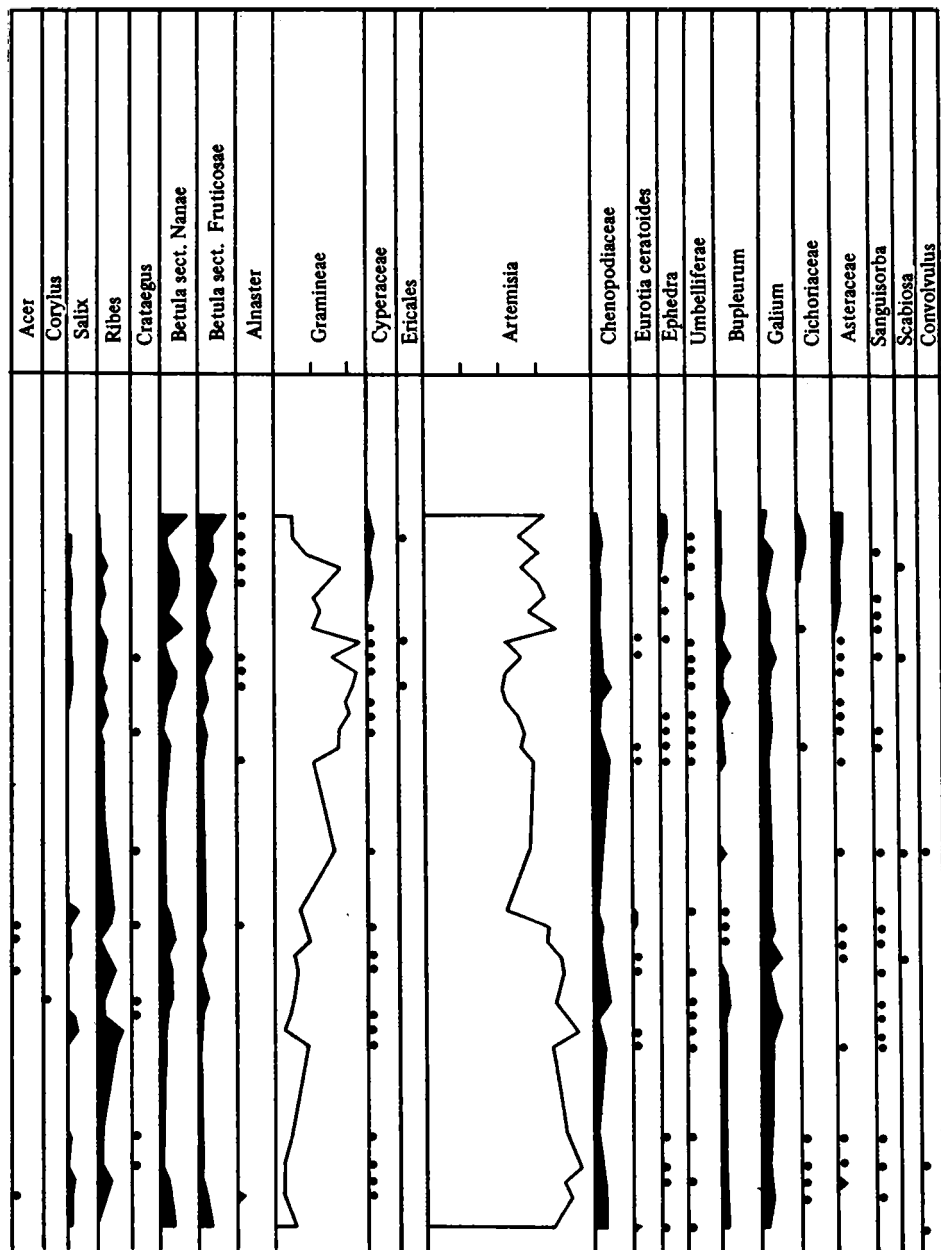


Рис. 23. Спорно-пыльцевая диаграмма плейстоценовых отложений в долине руч. Хайляст  
 Условные обозначения см. на рис. 21

фаза, соответствующая времени накопления пойменной фации, — это период остепнения и минимальной облесенности, который можно сопоставлять с сухой теплой межледниковой частью климатического ритма (каргинское время). Третья фаза — промежуточная — отличается признаками перестройки растительных сообществ во время накопления нижней части покровных супесей. Она выражена как активизация пионерных



горно-степных и горно-лесных травянистых группировок и постепенное восстановление лесов, продолжавшееся и в четвертую фазу и соответствует уже относительно прохладной и влажной части последнего плейстоценового ритма (сартанское время). Палеоиндикационные признаки данного спорово-пыльцевого комплекса рассмотрены в гл. 5.



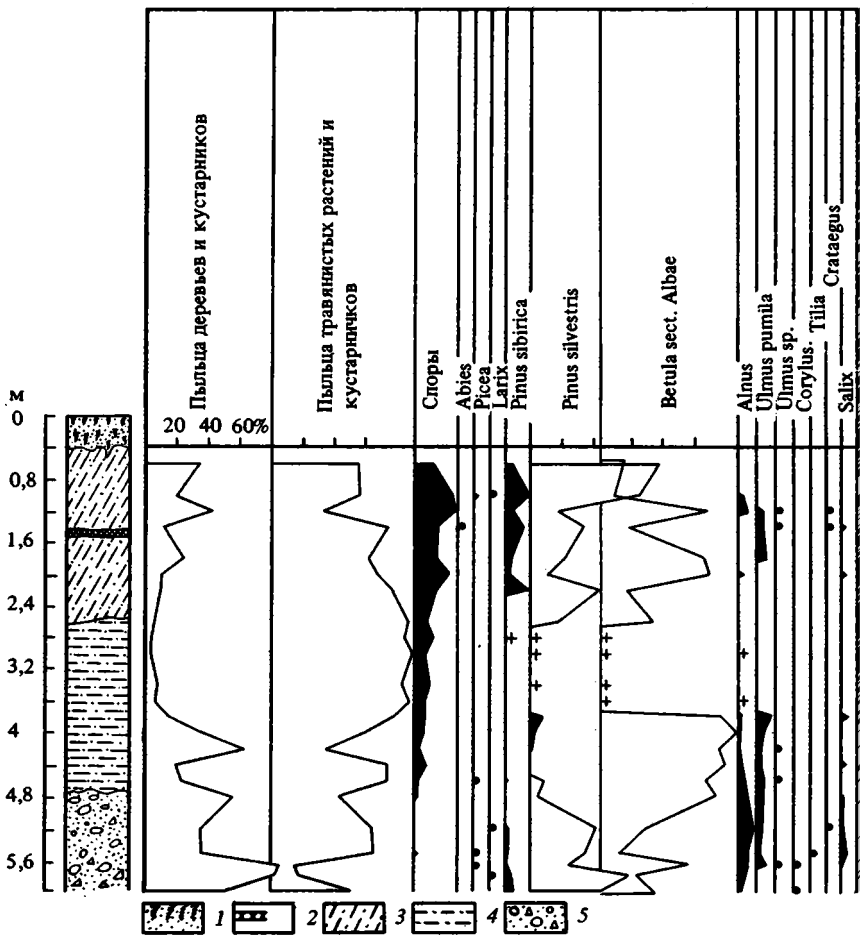
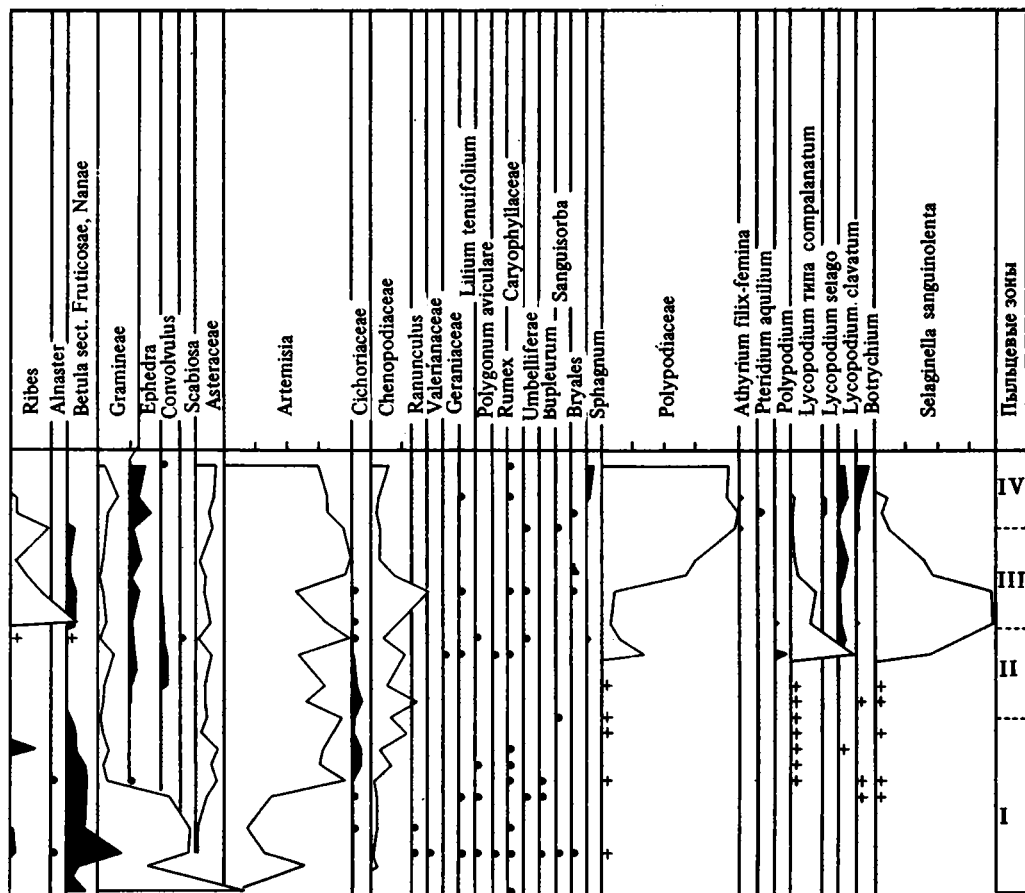


Рис. 24. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнелейстоценовых отложений в долине руч. Хайляст  
 1 — современная почва; 2 — погребенная почва; 3 — супесь лёссовидная; 4 — супесь; 5 — песок с галькой и обломками

### Южный Хэнтэй

Характеристика верхнекайнозойских отложений южной части Хэнтэйского нагорья рассмотрена на трех участках: в долине р. Тола между городами Улан-Батор и Налайха, в районе угольного месторождения Бага-Нур и верховьях долины р. Керулен, в верховьях р. Цэнхэр-Гол.

Долина р. Тола, огибая с юго-запада Хэнтэйское нагорье, как бы «нанизывает» на своем протяжении серию грабенов, заложённых в раннемеловое и неогеновое время по зонам обновлённых северо-восточных и северо-западных разломов. В наиболее глубоких скважинах по долине вскрываются отложения, относимые к нижнему мелу и неогену. Неогеновые (плиоцен?) отложения в районе г. Улан-Батор слагают террасовидные «прилавки» высотой около 50—70 м на урезе Толы. В оврагах, прорезающих их поверхность, обнажаются бурые выветрелые несортированные галечники, плотно сцементированные супесчаным материалом. Видимая мощность этих, вероятно, накоплений древних конусов выноса достигает 5—6 м. Ниже залегают красно-бурые глины, вязкие, насыщенные щебнем, плохо окатанной галькой, гравием, с одиночными



валунами и глыбами песчаников и гранитов, мощностью более 30 м, перекрывающие мезозойские конгломераты.

Неогеновые отложения вскрываются также буровыми скважинами, заложенными поперек долины р. Тола в районе впадения в нее р. Сельба (рис. 25). По данным Р. А. Кригер, у борта долины они представлены пролювиальными красными и бурыми щелнистыми глинами, суглинками мощностью около 20 м. В центральной части долины р. Тола это уже аллювиально-озерные отложения мощностью до 15 м: преимущественно глины, насыщенные гравием и содержащие прослойки песка.

Выше по левому берегу реки фрагментарно развита наклоненная к реке террасовая поверхность высотой 40—45 м (IV терраса), отложения которой вскрыты карьером Налайха. В разрезе выделены четыре разновозрастные пачки отложений [Жегалло и др., 1982]. Нижняя представлена красно-бурими суглинисто-щелнистыми осадками (мощность первые метры), переходящими в элювий коренных пород. Вторая пачка залегает с разрывом и состоит из желтовато-серого и буровато-серого линзовидно-слоистого песка с прослоями плотных алевритов; в нижней части встречаются прослойки красноватых суглинков со щебнем и гравием и щебнисто-гравийные линзы, особенно вблизи коренных склонов. Мощность отложений второй пачки увеличивается к долине и в карьере составляет 20—25 м. В верхней части этих осадков отмечены нарушения слоистости. Третья пачка представлена светло-серыми тонкозернистыми песками с косой и горизонтальной слоистостью и мощностью около 5—6 м. В. И. Жегалло

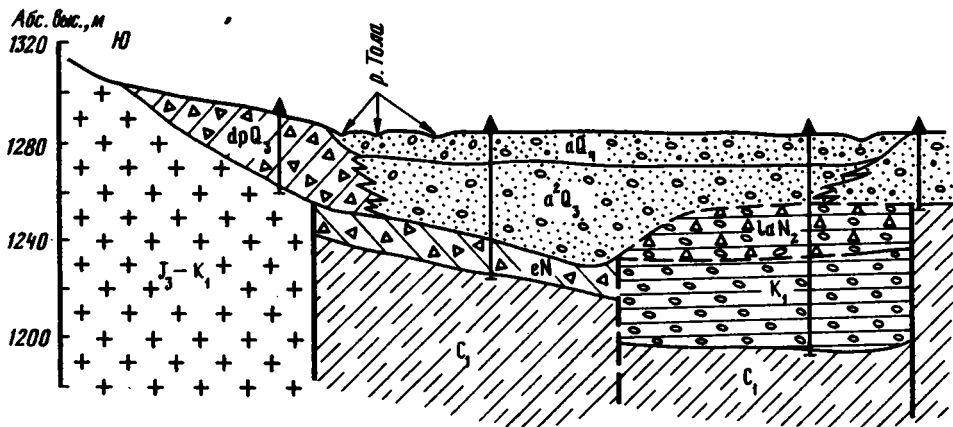


Рис. 25. Строение долины р. Тола в районе г. Улан-Батор

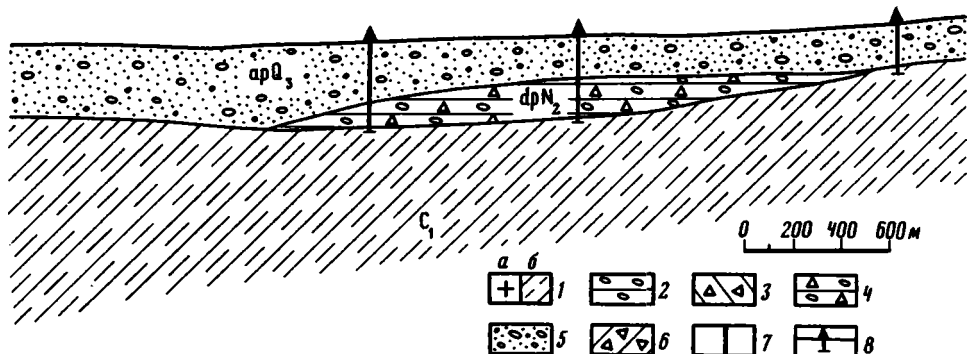
1 — коренные породы; а — граниты; б — сланцы; 2 — конгломераты; 3 — глины щепнистые красно-бурые; 4 — глины с гравием и щебнем; 5 — песок с гравием и галькой; 6 — суглинок серый со щебнем; 7 — разломы; 8 — скважины; е — элювиальные отложения, расшифровку остальных генетических типов см. в подрисуночной подписи к рис. 30

с соавторами [1982] считают, что это собственно аллювий 40—50-метровой террасы, а подстилающая (вторая) пачка — его ложный плотик. Четвертая пачка образована покровными осадками — песками, разделенными горизонтом ископаемой почвы.

Поскольку разрез Налайха является опорным для нижнего плейстоцена Монголии, крайне важна точная фиксация в нем положения остатков ископаемой фауны. Е. Л. Дмитриева и И. Г. Лисун [1981] указывают, что основные находки фауны приурочены ко второй и третьей пачкам, т. е. к обеим пачкам аллювия. Судя по приводимым в этой статье спискам, состав фауны второй и третьей пачек довольно близок. В. И. Жегалло с соавторами [1982] дают более детальную привязку фауны к разрезу. Так, в основании осадочного разреза (первая пачка) найдены челюсть поздненеогеновой *Ochotona* sp. и фрагменты костей конечности мелких бовид. В основании слоя песков второй пачки найдены остатки *Prosisphneus* и *Bison* sp.

Основные находки фауны приурочены к середине второй пачки. Отсюда известны *Marmota* sp., *Citellus* sp., *Ocotona* sp., *Mammuthus* sp., *Coelodonta tologojensis*, *Equus* ex gr. *sanmeniensis*, *Equus* (*Hemionus*) sp., *Spirocerus kiakhtensis wongi*, *Gazella* (*Procarpa*) cf. *gutturosa*, *Bison* sp., *Megacerini* gen. indet., *Xenocuo* cf. *lycaonoides*, *Canis variabilis*, *Ursus* ex gr. *deningeri*, *hyaena brevirostris sinensis*, *Panthera* cf. *tigris palaeosinensis*, *Felis* sp. Именно этот комплекс назван налайхинским [Жегалло и др., 1982]. Его стратиграфический диапазон довольно широк — в пределах таманского и тираспольского комплексов Восточной Европы, т. е. в интервале примерно 1 — 0,5 млн лет. В сибирской биостратиграфической шкале он отвечает среднему горизонту Тологая и местонахождению Засушино (Забайкалье). Вероятно, находка *Prosisphneus* не может рассматриваться в составе налайхинского комплекса, а должна относиться к верхнему плиоцену.

По палинологической характеристике четыре выделенные пачки различаются (рис. 26). Общий фон пыльцы дендрофлоры в отложениях, за исключением верхней пачки, близок к характеристике выборки современного аллювия Толы. Но в соотношениях внутри группы древесных пород есть отличия — в древних отложениях больше пыльцы сибирской сосны, что говорит о более развитом темнохвойном подпоясе в верховьях бассейна. Пыльца широколиственного комплекса наиболее часто встречается в верхней половине второй пачки — выше слоев с фауной. В третьей и четвертой пачках отсутствует пыльца ореха, граба, вяза долинного, липы, дуба, клена. Состав пыльцы разнотравья во второй пачке указывает на остепнение придолинных холмистых равнин.



Так, определено несколько морфологических форм пыльцы злаков, группа пыльцы представителей лугово-степных и степных сообществ: володушка, василек, мордовник, стеллера карликовая, скабиоза, подмаренник, лапчатка, кровохлебка, а также пыльцы гвоздичных, маревых, свинчатковых, караганы, эфедры. Сочетание растительных ландшафтов было пестрым: чередовались остепненные леса и злаково-разнотравные степи, остепненные луга. Общий фон влагообеспеченности был выше, чем в настоящее время, но и теплообеспеченность, судя по присутствию пыльцы широколиственных растений, также превышала современную, так что лугово-степная растительность развивалась в оптимальном режиме. Отложения третьей и четвертой пачек формировались при относительно пониженной теплообеспеченности.

На этом же участке долины сохранились небольшие фрагменты 30-метровой террасы. Ее аллювий представлен переслаиванием светло-серых тонко- и крупнозернистых песков с линзами гравия, с деформациями слоев. В районе пос. Сонгино, т. е. ниже по течению, в карьерах гор Морин-Ула и Шандани-Тологой на высоте около 60 м урезом реки вскрыта 6-метровая толща песков с включениями гальки, с мелкими обломками, с линзами щебнистых супесей и также с деформациями слоев. Эти отложения предположительно отнесены к среднему плейстоцену.

Отложения верхнего плейстоцена слагают 12—17-метровую террасу р. Тола, хорошо выраженную в расширениях долины. В районе пос. Сонгино они описаны А. П. Окладниковым и С. Л. Троицким. В районе г. Улан-Батор из отложений этой террасы имеются находки фауны млекопитающих позднего плейстоцена *Spirocetus kiakhtensis* М. Pavlova, *Mammuthus primigenius* Blum.

В пределах Улан-Баторской впадины верхнеплейстоценовые отложения выполняют долину р. Тола. Аллювиальная серия верхнеплейстоценовых и голоценовых осадков была описана Р. А. Кригер в 1960 г. Согласно этим данным, в долине прослеживаются две толщи: нижняя — гравийно-галечно-песчаная мощностью до 30 м и верхняя — мощностью около 10—12 м с горизонтами руслового и пойменного аллювия.

Переуглубления участков долин и выполнение их пестрым литолого-фациальным комплексом осадков известны в верховьях р. Керулен, а также в долине р. Цэнхэр-Гол в юго-восточной части Хэнтэя. В верховьях р. Керулен, в 100 км восточнее г. Улан-Батора, в районе месторождений Бага-Нур, по данным экспедиции ПНИИИС, в переуглубленных частях долины на глубине до 30—40 м ниже современного русла залегают отложения плейстоцена. Они представлены темно-серыми суглинками с включениями гравия и гальки и имеют небольшую мощность — 3—5 м. Также в переуглублениях на этих суглинках или непосредственно на коренных породах залегают песчано-галечно-валунные отложения, условно относимые к среднему плейстоцену. Террасовый комплекс выражен здесь тремя уровнями. Верхний, 30—35-метровый, развит фрагмен-

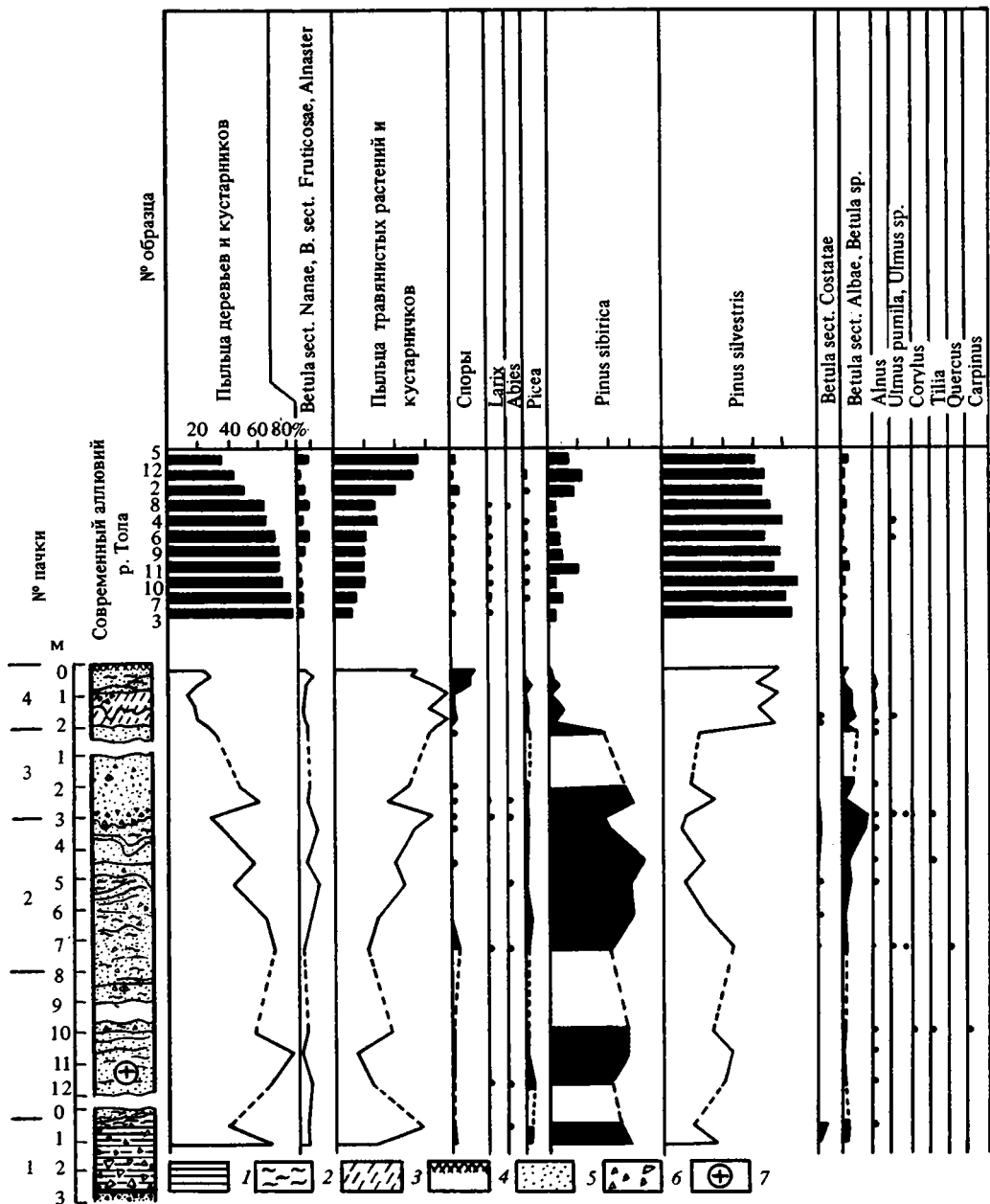
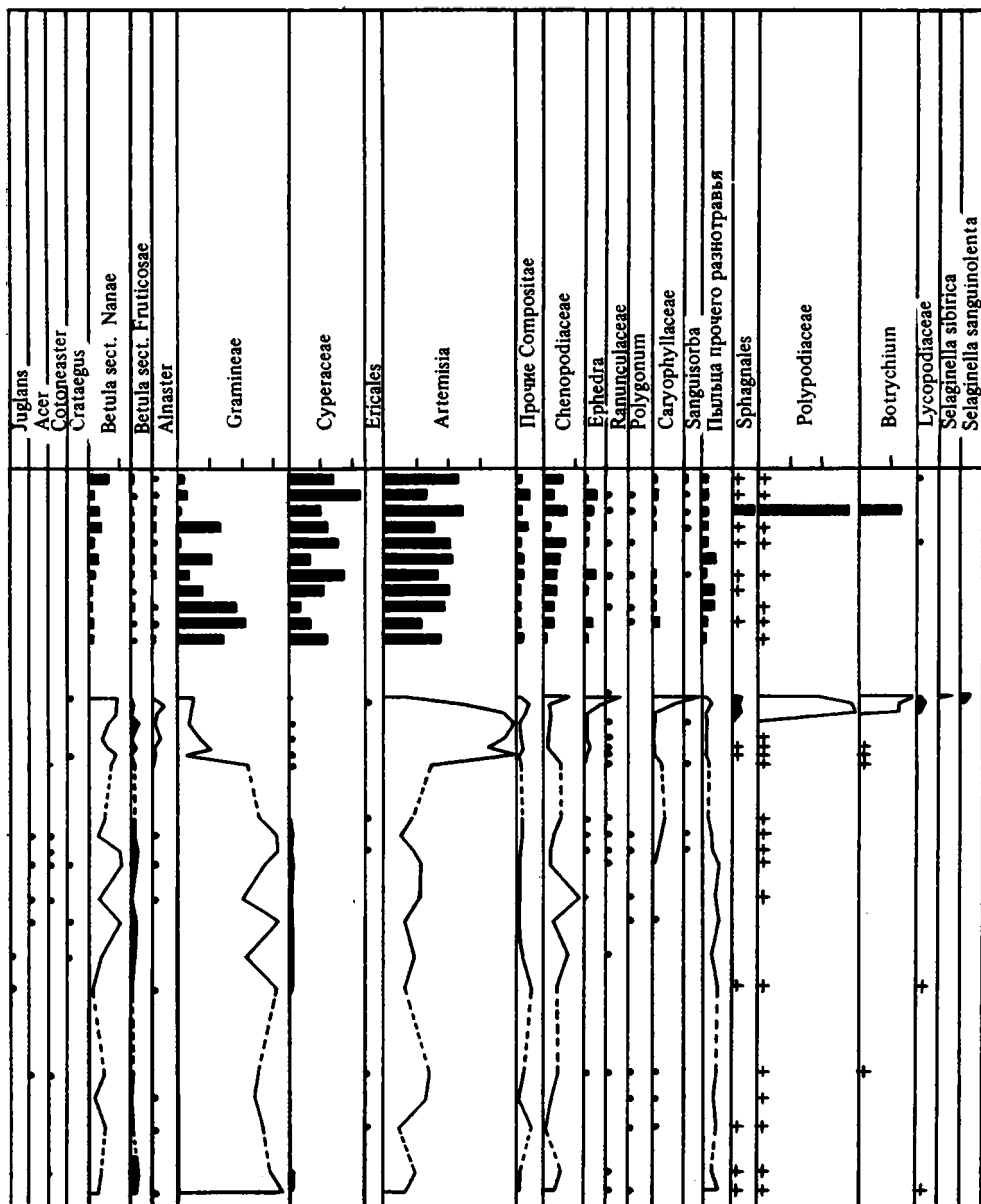


Рис. 26. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Налайха и современного аллювия р. Тола  
 1 — суглинок; 2 — супесь; 3 — супесь лёссовидная; 4 — почвенный горизонт; 5 — песок; 6 — щебень, дресва; 7 — местонахождения остатков млекопитающих

тарно на участке ниже моста через Керулен; в обнажениях 10—12-метрового уровня вскрываются желтые пески с характерной для них горизонтальной слоистостью; низкая терраса сложена гравийно-галечными осадками. Общая мощность плейстоценового аллювия на верхнем отрезке долины р. Керулен 30—40 м.

В верховьях р. Цэнхэр-Гол, левого притока Керулена, карьером вскрыта вся



толща рыхлых отложений, выполняющая долину руч. Баин-Мод. Здесь выделяются пять пачек рыхлых отложений. Покровный комплекс мощностью 4—4,5 м состоит из лёссовидных супесей с включениями щебня и дресвы и с горизонтами погребенных почв. Вторая пачка — серый щебнисто-галечно-супесчаный пролювий с деформациями слоистости в нижней части осадков, мощность которых 4—5 м. Третья пачка представлена бурыми щебнисто-галечными накоплениями с большим количеством выветрелых обломков и участием переотложенного материала из подстилающих красноцветов. Мощность пачки возрастает от бортов долины к ее центру от 3 до 10 м. Эта толща с разрывом залегает на отложениях четвертой пачки — ярко-красных суглинках и глинах

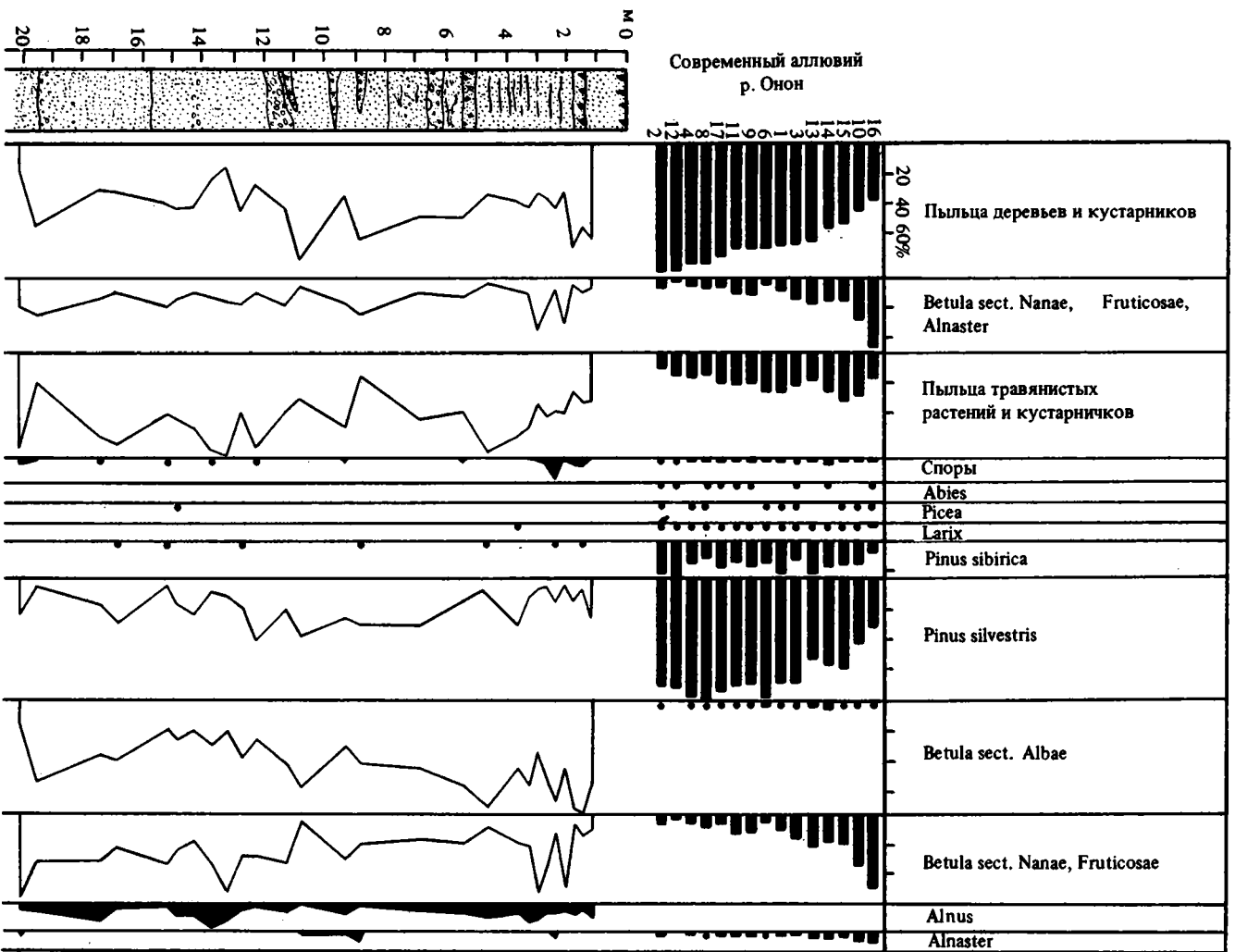
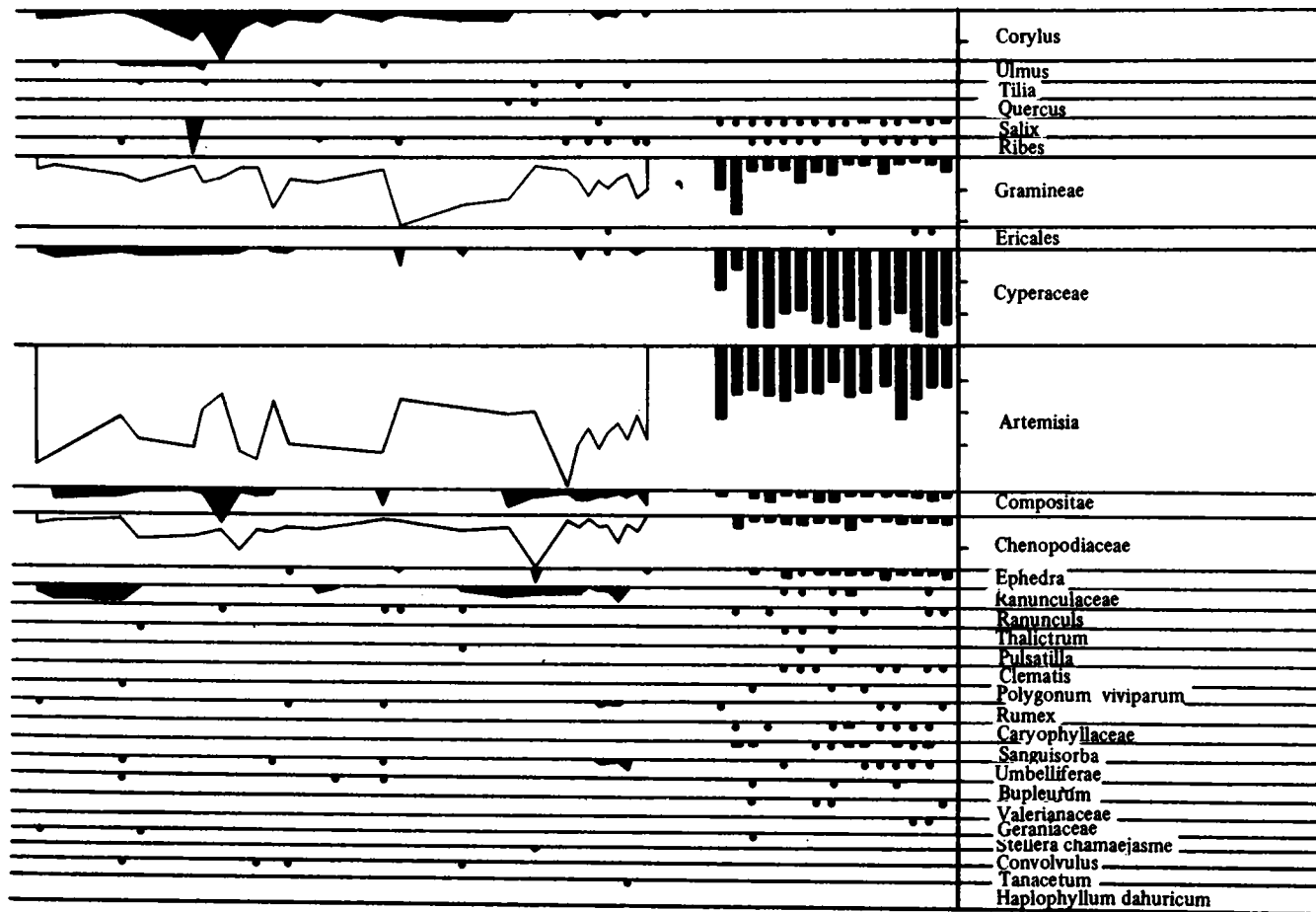


Рис. 27. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 20—25-метровой террасы р. Онон

1 — современная и погрешенная почва; 2 — песок; 3 — шельф, дресва; 4 — галька, гравий; 5 — затеки ожелезнения





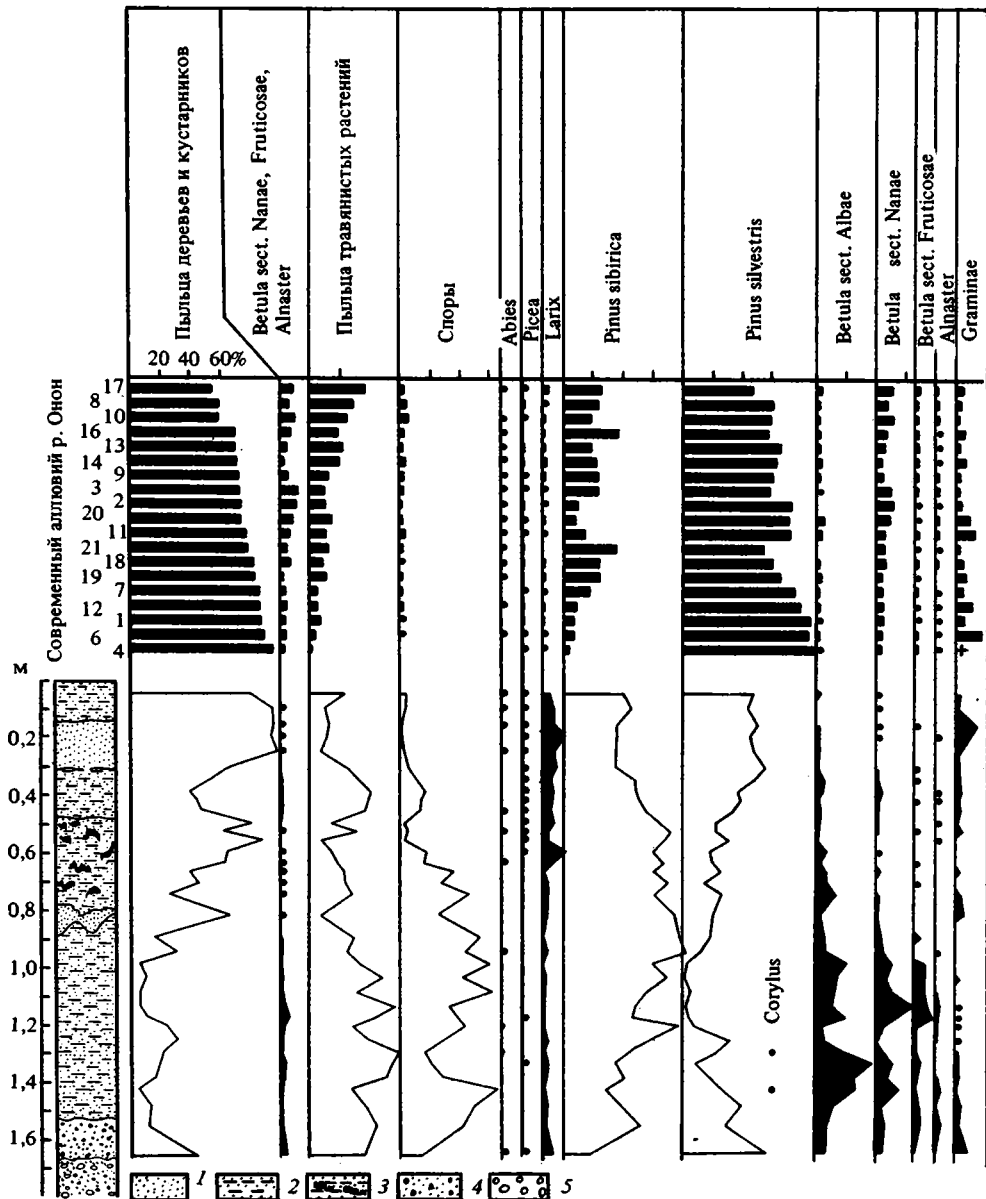
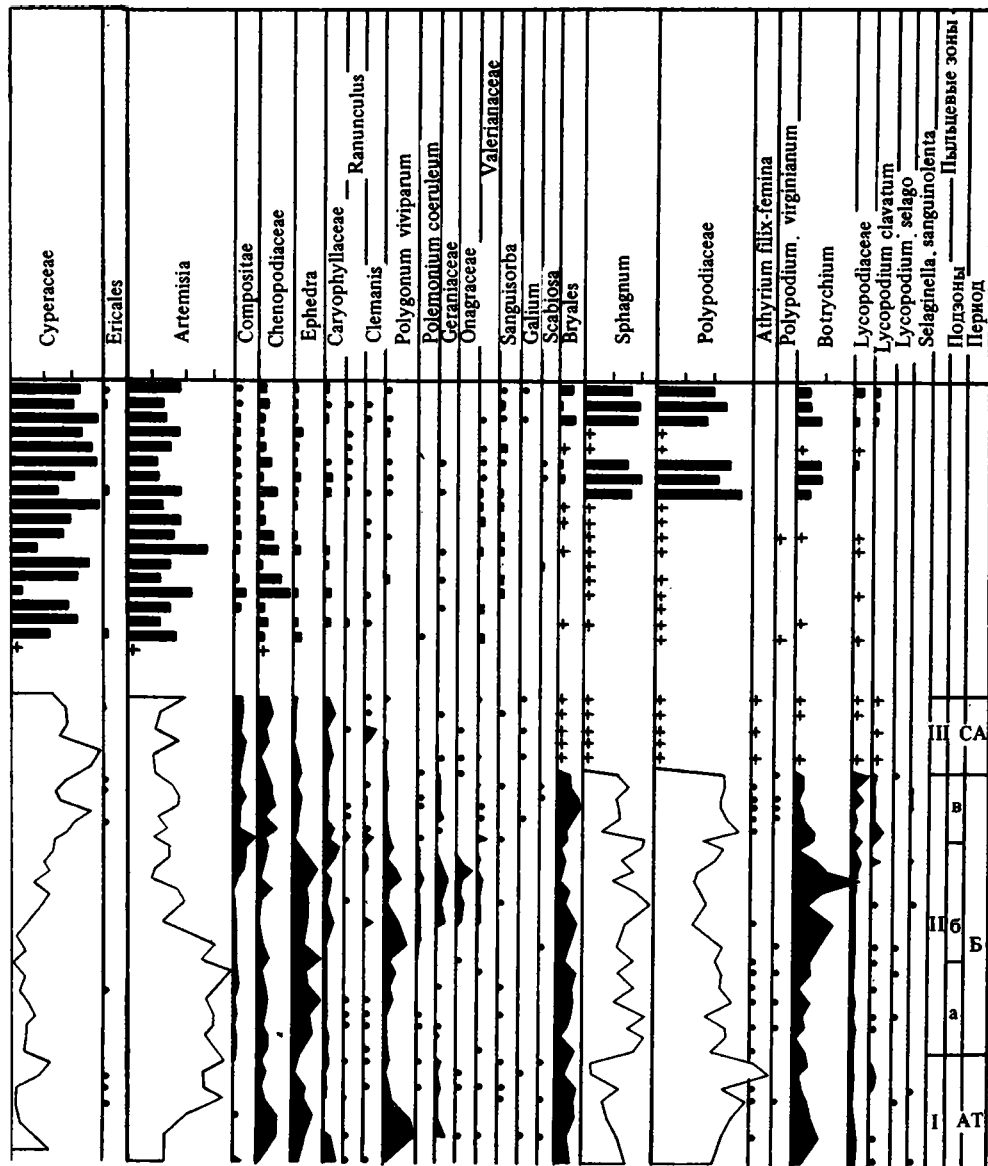


Рис. 28. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений высокой поймы р. Онон ниже впадения р. Бархун-Гол

1 — песок; 2 — супесь; 3 — супесь гумусированная; 4 — песок гравелистый; 5 — галька. Здесь и далее периоды голоцена: СА — субатлантический, СБ — суббореальный, АТ — атлантический, Б — бореальный

с обломками, чередующихся с прослоями сгруженного щебнисто-дресвяного материала. Мощность изменяется от 10 м в прибортовой части долины до 15—20 м в ее центре. Пятая пачка состоит из галечно-валунных осадков с цементом из плотного краснобурого песка. Это базальный аллювий мощностью 2—8 м, залегающий в тальвеге долины на коколе коренных пород. Палинологическое изучение красноцветной части разреза показало преобладание в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы дендрофлоры



и присутствие элементов широколиственного комплекса [Иванова, Коноплева, 1983]. Осадки являются верхнеплиоценовыми, а вышележащие образования сопоставляются с двумя эрозивно-аккумулятивными циклами нижнего—среднего плейстоцена.

В высокогорных районах Хэнтэ встречаются ледниковые отложения, изученные в стратиграфическом плане крайне слабо.

И. А. Молчанов описал признаки древнего оледенения Хэнтэ, указав, что длина ледников составляла не более 10—15 км, а моренный комплекс выражен четко. Ледниковые формы описаны М. А. Усовым, В. А. Обручевым, Н. А. Мариновым, Ш. Цэгмитом. Попытку стратификации ледниковых отложений сделал Е. И. Селиванов [1972]: по морфологическим особенностям строения единого верхнеплейстоценового

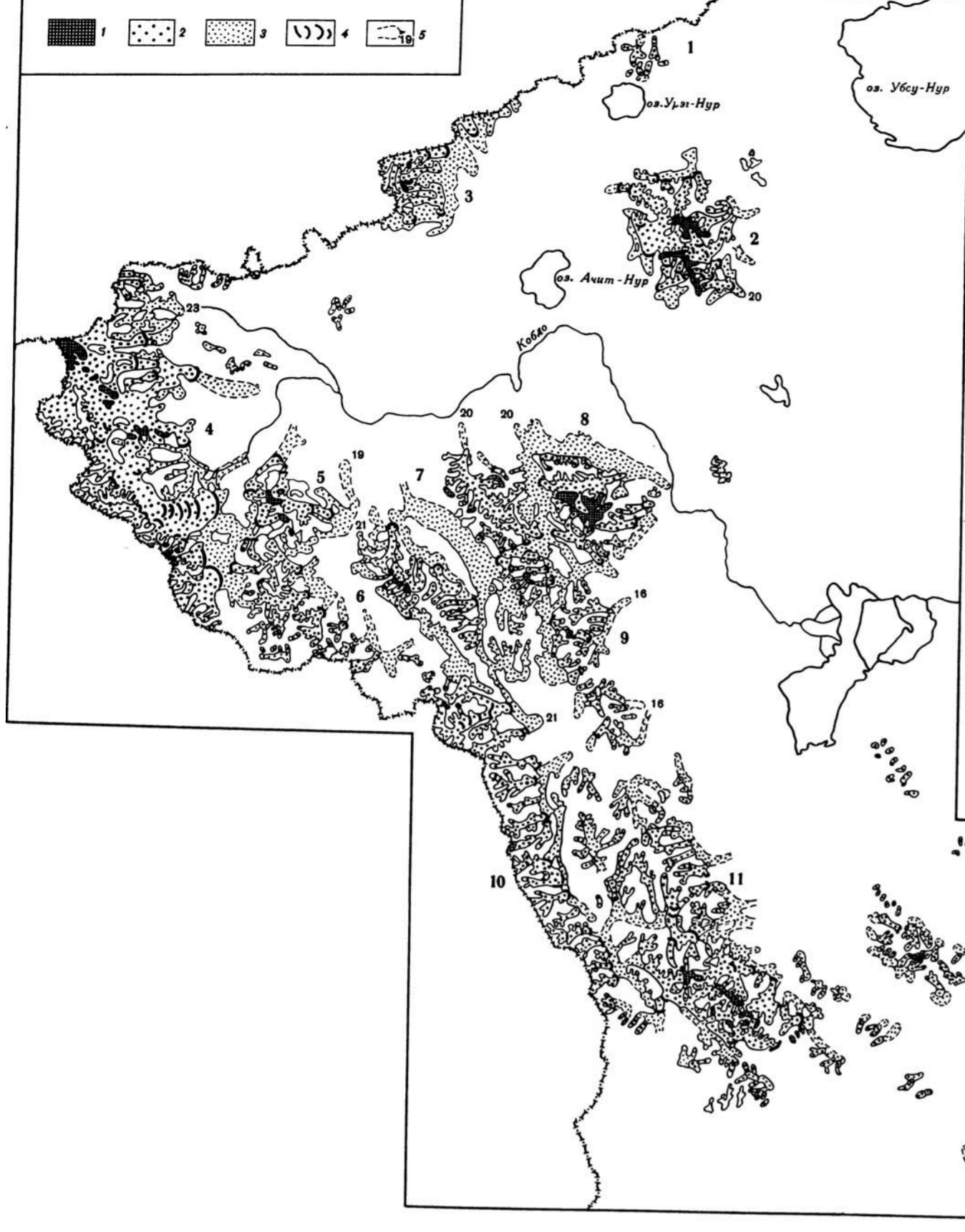


Рис. 6. Карта оледенения Монгольского Алтая. Масштаб 1:2 500 000. Составили Е. В. Девяткин, В. Э. Мурзаева  
 1 — современные ледники; 2 — площадь позднеплейстоценового оледенения; 3 — предполагаемая площадь распространения отложений среднеплейстоценового оледенения; 4 — конечные морены позднеплейстоценовых ледников; 5 — абсолютные отметки внешнего края отложений среднеплейстоценового оледенения (в сотнях метров). Ледниковые узлы: 1 — Цаган-Шибэту; 2 — Хархира; 3 — хребет Чихачева; 4 — Табуи-Богдо; 5 — Цэнгэл-Хайрхан; 6 — Дзо-Борэг-Буяи; 7 — Хунгийн; 8 — Намурджаны; 9 — Делюи; 10 — Булган; 11 — Мунх-Хайрхан; 12 — Батор-Хайрхан; 13 — Султай; 14 — Ангарт

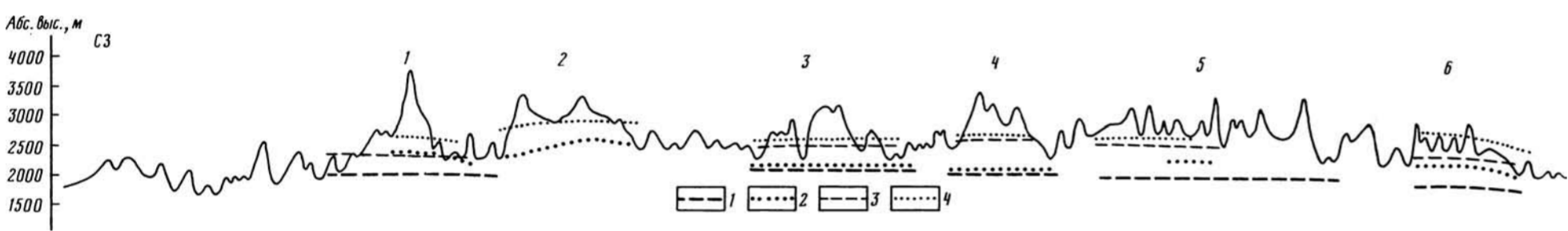
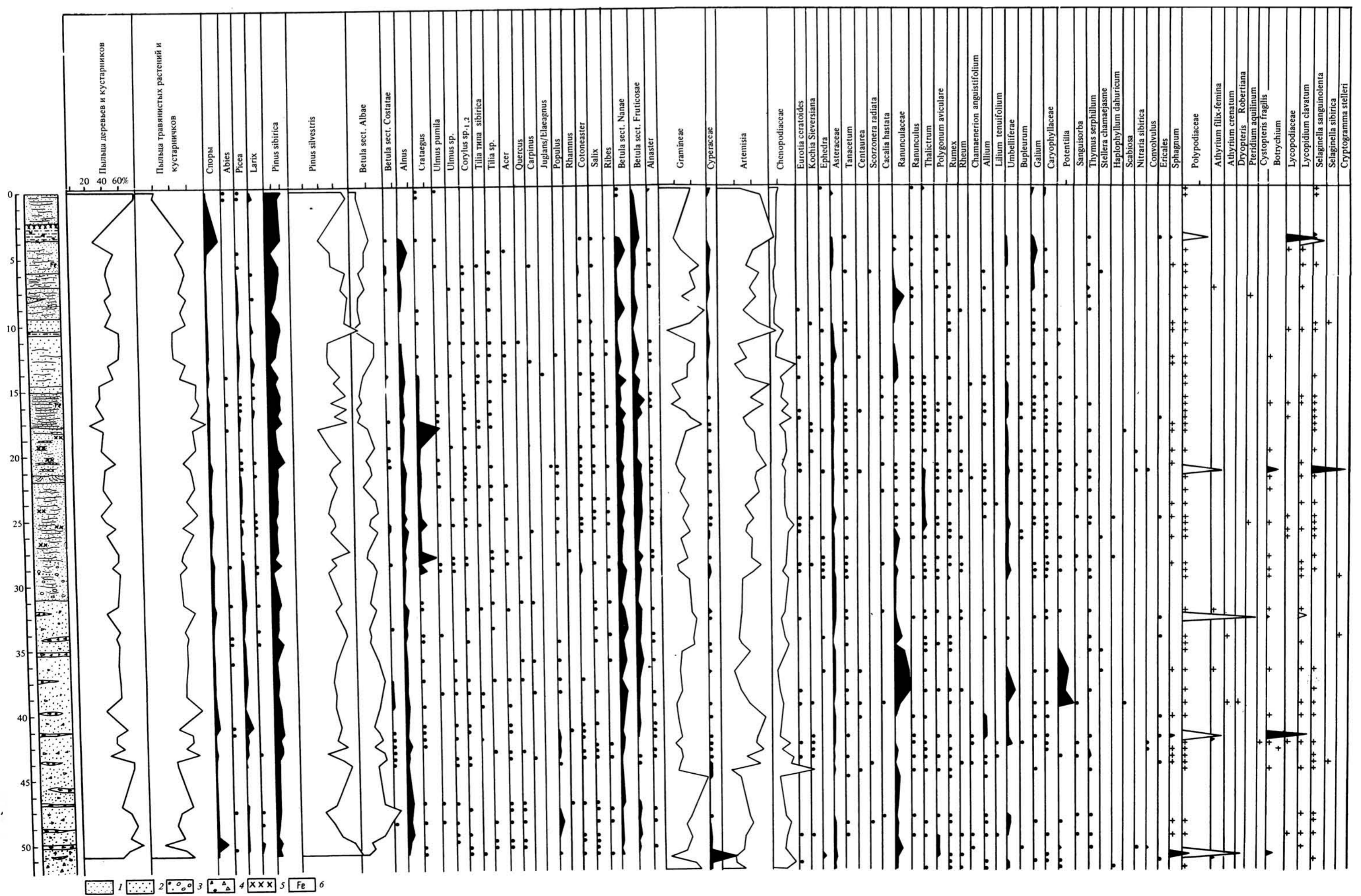


Рис. 12. Положение конечных морен и древней снеговой линии в ледниковых узлах Хангай  
 Положение конечных морен максимальной стадии илэрского оледенения для ледников северного (1) и южного (2) мегаслонов Хангай; положение снеговой линии для ледников северного (3) и южного (4) мегаслонов Хангай  
 Ледниковые узлы: 1 — Западно-Хангайский; 2 — Хух-Нурский; 3 — Центрально-Хангайский; 4 — Эгин-Дабанский; 5 — Тамир-Гольский; 6 — Восточно-Хангайский

Рис. 17. Спорово-пыльцевая диаграмма 50—60-метровой террасы р. Иро-Гол (пески кривоярской ситы)  
 1 — песок мелко-среднезернистый; 2 — песок крупнозернистый; 3 — гравий, галька; 4 — щебень, дресва; 5 — погребенная почва, слой с органическим детритом; 6 — железнение



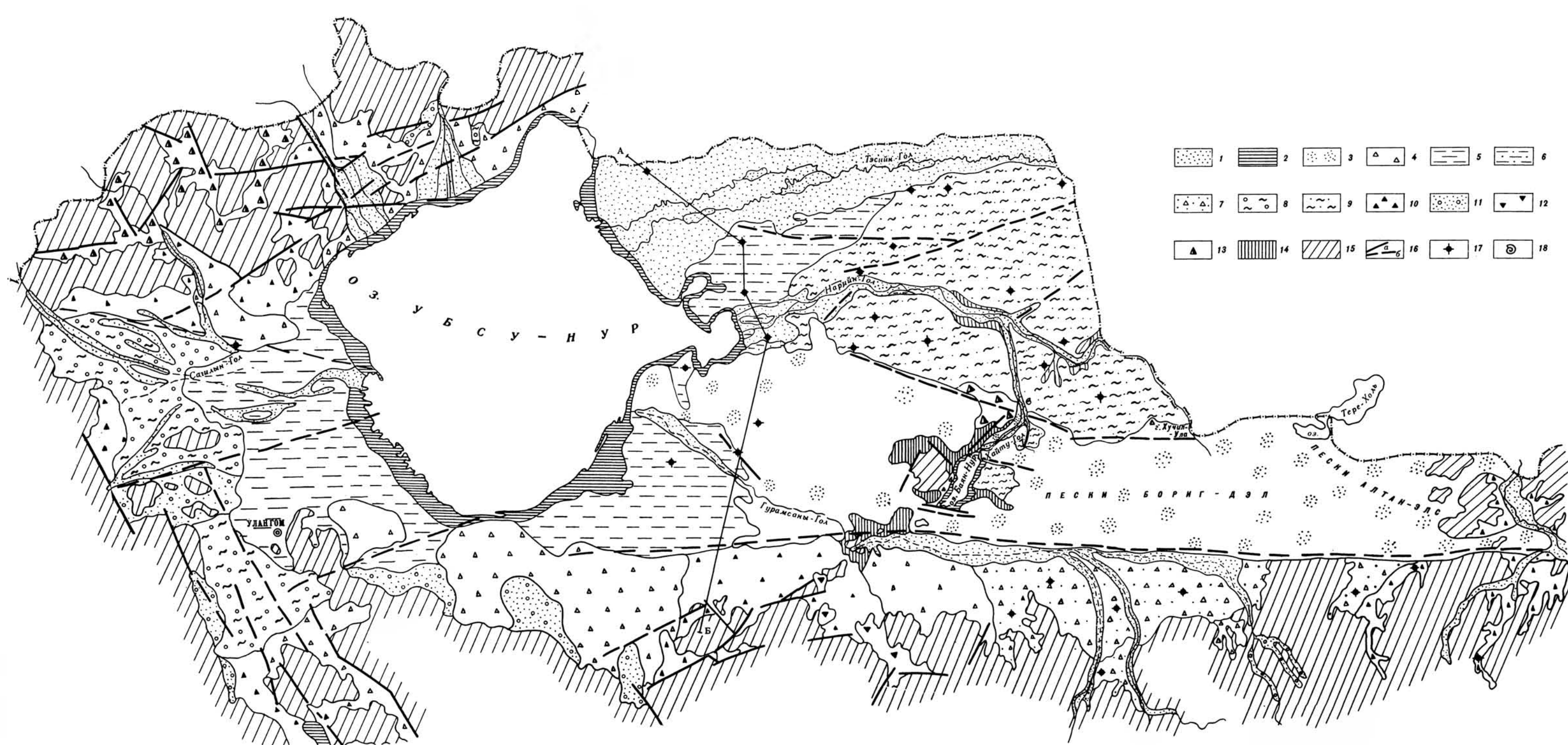


Рис. 29. Карта кайнозойских отложений Убсу-Нурской впадины. Составила Н. Б. Глуховская с использованием материалов Б. Дорлинга, И. Ф. Рудянова, В. В. Красникова, В. Слованского  
 Современные отложения (Q<sub>IV</sub>): 1 — аллювиальные, 2 — озерные; верхнечетвертичные — современные отложения (Q<sub>III-IV</sub>): 3 — эоловые, 4 — пролювиальные; верхнечетвертичные отложения (Q<sub>III</sub>): 5 — озерные, 6 — озерно-аллювиальные, 7 — аллювиально-пролювиальные, 8 — флювиогляциальные; среднечетвертичные

отложения (Q<sub>II</sub>): 9 — озерно-аллювиальные, 10 — пролювиальные, 11 — флювиогляциальные; нижнечетвертичные отложения (Q<sub>I</sub>): 12 — пролювиальные; плиоценовые отложения (N<sub>2</sub>): 13 — пролювиальные; миоценовые отложения (N<sub>1</sub>): 14 — озерные; 15 — докайнозойские породы; 16 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 17 — скважины; 18 — место сбора фауны; АБ — линия геологического разреза



Рис. 32. Карта кайнозойских отложений Долины Озер. Составили А. Ф. Бойшенко, Е. В. Девяткин, Н. Б. Глуховская

Современные отложения: 1 — аллювиальные, 2 — озерные, 3 — эоловые; верхнечетвертичные — современные отложения: 4 — пролювиальные; верхнечетвертичные отложения: 5 — озерные, 6 — озерно-аллювиальные, 7 — аллювиальные; среднечетвертичные отложения: 8 — озерно-аллювиальные, 9 — аллювиальные, 10 — пролювиальные, 11 — флювиогляциальные; нижнечетвертичные отложения: 12 — аллювиальные, 13 — пролювиальные; 14 — верхнеплиоценовые отложения свиты тунг-гол; 15 — плиоценовые отложения

свиты хунг-кур; миоценовые отложения свиты ошин; 16 — осадочные, 17 — базальты; средне-верхнеолигоценные отложения свиты шанд-гол; 18 — осадочные; 19 — базальты; 20 — нижнеолигоценные отложения свиты холболджи-нур; 21 — средне-верхнеоценовые отложения свиты холболджи-нур; 22 — верхнемеловые отложения измэгэтинской свиты; 23 — верхнемеловые отложения барунгойтской свиты; 24 — породы докайнозойского фундамента; 25 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 26 — скважины; АБ — линия геологического разреза.

конечно-моренного комплекса в долине р. Естий-Гол он выделил три ледниковых горизонта — нижнего, среднего и верхнего плейстоцена (с. 166, рис. 33). Подобный методический подход, не оправдавшийся и для других районов Монголии, вряд ли может служить основой ледниковой стратиграфии.

Склоновые и другие отложения Хэнтэя имеют разнообразные следы реликтовых мерзлотных процессов. Бугры-могильники, многолетние бугры вспучивания, термокарстовые западины отмечены по периферии Хэнтэя, сохраняясь сейчас даже в низкогорной полосе [Геокриологические..., 1974]. Показательным является гипсометрическое положение реликтовых нагорных террас и солифлюкционных «языков», которые занимают в Хэнтэе наиболее низкое положение по сравнению с другими районами Монголии — 1500—2000 и 1100 м соответственно [Геокриологические..., 1974]. В Хангае реликтовые нагорные террасы отмечаются на высотах около 3000 м, а в Монгольском Алтае — 3400 м. В отложениях по периферии Хэнтэя — в долинах рек Тола, Онон, Керулен, Орхон — солифлюкционные образования, фиксирующие проявления древних мерзлотных процессов, местами отмечены на высоте около 1000 м.

### Долина р. Онон

В долине р. Онон есть участки довольно широкого распространения песчаных накоплений, формирующих наклонный к долине террасовый уровень высотой 20—30 м над урезом реки. Эта «боровая» терраса характерна для отрезка долины вдоль хребта Эрэн-Даба и прослеживается на территории Восточного Забайкалья по правому борту долины. Разрез террасы был изучен палинологически на правом берегу р. Онон ниже впадения р. Кыры.

Толща мощностью 22 м сложена серовато-желтыми и светло-серыми рыхлыми монотонно-горизонтально-слоистыми песками. В толще на разных уровнях отмечаются линзы и прослои щебнисто-песчаного материала, вкрапления мелкой гальки, дресвы, гравия в отдельных горизонтах песка, гнездовидные линзочки и тонкие прослои серой супеси; местами пески ожелезнены в виде пятен и затеков, а обломки в нижней части толщи покрыты пленкой ожелезнения.

В спорово-пыльцевых спектрах (рис. 27) соотношения компонентов в древесно-кустарниковой группе показывают преобладающую роль пыльцы березы. Меньшее по сравнению с содержащимся в современном аллювии количество пыльцы обыкновенной сосны, редкая встречаемость в отдельных образцах пыльцы ели, лиственницы, сибирской сосны говорят о слабом развитии здесь подпоясов светло- и темнохвойных лесов. Примечательно большое участие в спектрах пыльцы ольхи и лещины и появление в ряде образцов пыльцы липы, вяза, дуба (с небольшой вероятностью встречаемости по разрезу — соответственно 22, 18 и 7%).

Таксономический состав пыльцы разнотравья при ведущей роли пыльцы полыни включает сравнительно небольшое число форм, главным образом из родов и семейств, представители которых относятся к лугово-степным и степным сообществам (стеллера карликовая, цельнолистник даурский, вьюнок, пижма, володушка, эфедра). Состав пыльцы лугово-лесных растений менее разнообразен, чем в современном аллювии. Значит, в низкогорье, где в настоящее время развиты леса с лиственницей, сосной и березой, наступали более благоприятные условия для расселения березы и сокращения хвойных лесов. Для данного высотного уровня это признак процесса остепнения. Относительно теплый (судя по присутствию пыльцы широколиственных пород) период характеризовался, вероятно, близкой к современной или несколько большей влагообеспеченностью, о чем говорит заметное участие в осадках пыльцы ольхи и лещины, входивших в состав долинной уремы. Данный разрез является наиболее полным из имеющихся в отношении характеристики позднплейстоценового (здесь — каргинского) межледниковья в низкогорье Северной Монголии.

Следует остановиться на детально изученном разрезе высокой поймы р. Онон ниже впадения р. Барху-Гол. Низкие аккумулятивные уровни в долинах Северной Монголии,

включая пойменные и I террасу, формировались в голоцене [Малаева, Мурзаева, 1987]. Нижние горизонты аллювия высокой поймы (руслевая фация, иногда основание пойменной) отвечают заключительной части атлантического периода голоцена (см. гл. 3, 5). В данном разрезе на диаграмме (рис. 28) этому времени отвечает палинозона I. Она отражает активизацию у нижней границы лесного пояса смешанных и березовых лесов. В суббореальное время при сохранении относительно повышенной по сравнению с современностью влагообеспеченности стало прохладнее. На диаграмме видно (в последовательности фаз II а, б, в), как возрастает, достигает кульминации и снижается доля пыльцы сибирской сосны; фаза IIб соответствует максимальному расширению кедровых лесов (прохладно и влажно). Граница суббореального и субатлантического периодов фиксируется на диаграмме четко, и палинозона III отражает состояние растительности, сходное с современным (соотношения и состав пыльцы и спор сходны с таковыми из современного аллювия). На этом примере, подтвержденном и в других долинах, видно, каким образом в голоцене с его детально разработанной климатостратиграфией выражалась реакция растительности на климатическую изменчивость. В нашем регионе корреляционные соотношения климатических режимов и палеорастительности следующие: становится влажнее и прохладнее — расширяются леса; относительно суше — леса сокращаются. Температурные условия диктовали возможность расселения широколиственных пород, и их присутствие во время «суховатых» фаз — свидетельство более теплых, чем современные, т. е. межледниковых, условий.

## РИФТОВЫЕ ВПАДИНЫ И ГОРЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Эти морфоструктуры являются крайним юго-западным окончанием Байкальской рифтовой зоны [Иванов 1953 б; Логачев, 1968; Логачев, Флоренсов, 1977]. Они представляют систему меридионально ориентированных впадин-грабен: Хубсугульской, Дархатской и Бусин-Гольской, разделенных резко поднятыми горстами хребтов. Формирование этих морфоструктур относится к неогену—плейстоцену, они являются самыми молодыми в системе Байкальского рифта. Эти структуры очень контрастны: глубины впадин достигают 250—300 м, а разделяющие их хребты поднимаются на 1500—2000 м над уровнем впадин. На юге рифтовые структуры Северной Монголии отделены от Хангайского свода широтной зоной Хангайского разлома. Стратиграфия верхнекайнозойских отложений этого района изучена пока еще очень слабо.

## ДАРХАТСКАЯ И ХУБСУГУЛЬСКАЯ ВПАДИНЫ

Материалы по позднекайнозойским отложениям Дархатской впадины получены при геологической съемке этого района [Сpirкин, 1970; Уфлянд и др., 1971; Маринов, 1967]. Плиоценовые—нижнечетвертичные отложения известны вблизи осевой части хребта Хардыл-Сардык, в Дархатской и Терехольской впадинах. Это конгломераты и брекчии, приуроченные к бассейнам рек Арасан-Гол и Бэлтэсин-Гол, залегающие на поверхности выравнивания на высотах 2400—2500 м; их видимая мощность достигает 50 м. Они характеризуются отсутствием слоистости и сортировки, плохой окатанностью и местным составом материала. Среди конглобрекций отмечены линзы мелкозернистых песчаников с малакофауной *Succinea* sp., *Gastrocopta* (*Sinalbinula*) sp. indet., *Vertigo* sp. indet., *Pupilla* sp., *Columella* cf. *columella* Mart., *Vallonia* cf. *tenulabris* A. Br., *Nesovitrea petronella* L. Pfr. Конгломераты в верховьях р. Бэлтэсин-Гол обнажаются в уступах высоких (до 100 м) террас. Здесь распространены слабо сцементированные конгломераты и гравелиты с горизонтальной слоистостью, в толще отмечены крупные валуны. По своему геоморфологическому положению и характеру эти отложения могут сопоставляться с мондинскими конгломератами охристой свиты Тункинской впадины.

В Дархатской впадине длительное время поддерживался озерный режим и накапливались мощные (около 200 м) толщи озерных осадков. Очевидно, озерный режим существ-

вовал по крайней мере с плиоцена, хотя в имеющихся публикациях палинологически изученные наиболее древние горизонты озерного комплекса датированы или плиоценом — раннечетвертичным временем (II терраса озер Доод-Нур и Таргон-Нур с относительной высотой 10—40 м [Спиркин, 1970]), или эоплейстоценом (озерные отложения, вскрытые бурением в Шаргын-Гольской впадине [Геокриологические..., 1974]). И в той и в другой работе приводятся палинологические данные, не оставляющие сомнений в широком распространении именно плиоценовых озерных осадков, так как в них определено много пыльцы тсуги, других темнохвойных пород и комплекса широколиственных экзотов.

Максимальный уровень позднеплейстоценового озерного водоема в Дархатской впадине связан с периодом оледенения. На склонах озерной впадины и останцовых возвышенностей в ее пределах до абсолютных отметок 1700 м прослеживаются древние озерные уровни. На поверхности этих абразионных террас шириной всего несколько десятков метров сохранились супесчаные, песчаные и гравийные осадки. Установлено, что озерные уровни прослеживаются по обоим бортам долины р. Шишхид-Гол и упираются в морену позднеплейстоценового возраста. Они отмечают максимальный трансгрессивный уровень заполнения приледниковым озером Дархатской впадины. Описанные соотношения между озерными и ледниковыми отложениями говорят о тесной связи плейстоценовых озерных осадков с деятельностью ледников.

Вариант стратификации озерных отложений плейстоцена, предложенный А. К. Уфляндом и др. [1971] на основании изучения пыльцевой и диатомовой флоры, имеет, на наш взгляд, существенные недочеты. По материалам бурения, толща озерных отложений мощностью 140 м состоит преимущественно из илесто-песчаных разностей с прослоями песка. По всей толще определено значительное количество переотложенной (видимо, плиоценовой) пыльцы, что само по себе уже снижает уровень доверия к результатам анализа и к вычленению плейстоценового комплекса пыльцы, особенно для группы деревьев и кустарников. По таким недостаточно надежным для детальной стратификации материалам авторы выделили по две стадии для эпох зырянского и сартанского оледенений, два интерстадиала, три потепления и два похолодания для каргинского межледниковья. Такая вызывающая удивление дробность расчленения осадков в действительности не подтверждена ни изменчивостью таксономического состава ископаемой флоры, ни какими-либо критериями, учитывающими палеоиндикационную значимость количественного распределения пыльцы в толще. Кроме того, пыльца лиственницы — главного и доминирующего в составе лесов района компонента — в осадках не определена. Фактом является и то, что состав диатомовой флоры, приведенный в качестве подтверждения выделенных по пыльце периодов «потеплений» и «похолоданий», мало что может подтвердить. Комплекс плейстоценовых диатомей почти в полном объеме (кроме двух форм) типичен для современных и голоценовых осадков озер Хубсугул и Буир-Нур [Дорофеюк, 1977, 1978].

В связи с существовавшими ледниками формировались озерно-ледниковые отложения в подпруженных ими долинах. Подпруды возникали из-за накопления конечных и боковых морен, запиравших притоки рек Хугеин-Гол, Тэнгисин-Гол и др. В верховьях притоков образовывались озера. В составе озерно-ледниковых отложений этого типа преобладают серо-пепельные илы и тонкослоистые зеленовато-серые супеси.

Ледниковые отложения также широко распространены в Прихубсугулье. Геоморфологические данные говорят о наличии по крайней мере двух оледенений. Ледниковые отложения более древней генерации в виде остатков размытых морен и эрратических валунов наблюдаются на водоразделах с абсолютными высотами 2400—2500 м. Площадь распространения остатков этих морен значительно превышает площадь, на которой фиксируются более молодые ледниковые отложения. Верхнеплейстоценовые ледниковые отложения в виде конечных, донных, боковых морен и других типов осадков ледникового происхождения широко развиты в долинах многих рек Прихубсугулья. Местами ледники спускались далеко вниз по долинам рек, оставляя мощные конечно-моренные валы в краевых частях Дархатской впадины (реки Чжара-Гол, Хугеин-Гол и др.). Широко

развитые флювиогляциальные отложения представлены галечно-валунными, песчано-галечными и песчаными толщами и связаны с приустьевыми частями рек Хугенин-Гол, Чжара-Гол, Арасан-Гол; их мощность до 40 м.

Делювиально-пролювиальные отложения развиты в нижних частях склонов долин, образуя конусы выноса и шлейфы подножий. Местами они выполняют днища широких долин, перекрывают озерные толщи Дархатской и ледниковые образования Бусин-Гольской впадин.

Эоловые отложения сосредоточены в основном в Дархатской впадине. Переветренные пески слагают как одиночные параболические дюны, так и целые песчаные массивы. Мощность песков до 15 м. Первые имеют более древний облик: они полуразрушены, пески закреплены растительностью. Вторые отличаются хорошей сохранностью формы, их пески не закреплены.

В районе развиты вулканогенные образования, как и в смежной Тункинской впадине [Логачев, 1954, 1968]. Отмечаются два максимума проявления базальтового вулканизма: первый — плиоценовый отвечает интенсификации тектонических движений, второй относится к плейстоцену. Каждая из этих генераций базальтов, вероятно, соответствует не одному, а нескольким более или менее близким по времени этапам излияния базальтов. Долинные плейстоценовые базальты развиты главным образом в бассейне р. Шишхид-Гол. В отличие от вершинных они «вложены» в долины рек, где слагают базальтовые террасы, цоколь которых, как правило, находится ниже уреза воды. Несколькой иной характер залегания имеют базальты, развитые на правобережье р. Шишхид-Гол к северо-западу от оз. Доод-Нур; ими покрыта значительная (около 100 км<sup>2</sup>) площадь. Базальты выполняют депрессию, вытянутую в меридиональном направлении и примерно совпадающую с северо-восточным бортом Дархатской впадины. Поле базальтов открывается в долину р. Шишхид-Гол, базальты затекали в нее и сформировали прекрасно выраженную террасу, прослеживающуюся далеко вниз по долине. В районе выхода р. Шишхид-Гол из оз. Доод-Нур высота базальтовой террасы составляет всего несколько метров. Здесь видно, как базальты последовательными потоками спускались в долину. На поверхности покрова сохранились застывшие валы — отдельные потоки. Ниже по долине высота базальтовой террасы постепенно повышается до 80—90 м.

Так же как и в Дархатской, в Хубсугульской впадине позднекайнозойский комплекс отложений сформирован осадочными и вулканогенными формациями [Золотарев и др., 1976, 1982]. Предполагаемая наиболее древней генерация базальтов изучена в береговом уступе озерной котловины вблизи устья р. Ихэ-Долбай-Гол. Здесь базальты залегают на коренных породах. В зоне контакта выражен горизонт коры выветривания мощностью 2—5 м (очевидно, осадки были все-таки смещены, так как в них есть пыльца). По палинологическим данным, это отложения плиоцена. Более молодая генерация базальтов (раннеплейстоценовых?) описана в береговом уступе высотой 40—50 м на восточной оконечности северной части залива Ихэ-Долбай. В основании разреза залегают пористые базальты, возможно коррелятные базальтам первой генерации. Непосредственно на них залегают плотные базальты второй генерации; вся толща базальтов дислоцирована. Базальты третьей генерации вскрываются на южном берегу п-ова Долон-Ула. Они залегают на линзе валунно-галечных отложений, которые подстилаются базальтами второй генерации. Базальты и межбазальтовые отложения дислоцированы.

В береговой зоне оз. Хубсугул выделяются шесть озерных террасовых уровней: 5, 12, 18, 24—28, 42—45, 80—85-метровые. После изучения подводной части дна установлены три затопленных уровня: 20—40, 50—80 и 90—120-метровые [Золотарев и др., 1982]. В долинах рек, впадающих в оз. Хубсугул, описаны четыре террасовых уровня. Сопоставление данных по морфометрии и предполагаемому возрасту речных и озерных террас приведено в виде схемы в работе «Геоморфология Монгольской Народной Республики» [1982]. Установлено, что последовательность вертикальных смещений береговой линии оз. Хубсугул определялась не строго направленными только вниз перемещениями во времени; перемещения изменяли знак. Палинологическое изучение



террасового аллювия, выполненное В. А. Беловой, дает весьма пеструю картину распределения в разрезах таксонов пыльцы и спор, указывает на резкие колебания количественных соотношений компонентов спорово-пыльцевых спектров в осадках и на вероятный размыв неогеновых (плиоценовых) осадков в ряде долин. По результатам исследований наибольшее обогащение пыльцой и спорами экзотов (виды тсуги, бук, граб, дуб, лещина, орех, осмунда) отмечено в отложениях основной части разреза 26-метровой террасы р. Ихэ-Ханх-Гол. Пыльца тсуги и некоторых представителей широколиственного комплекса отмечена и в отложениях 12- и 19-метровой террас, 17-метрового озерного уровня оз. Хубсугул. В то же время в отложениях, например, 12-метровой террасы оз. Хубсугул в заливе Ихэ-Долбай и в осадках 5-метровой озерной террасы оз. Круглое пыльцы экзотических родов, характерных для плиоцена Северной Монголии, не встречено. Все эти факты, подробно изложенные в публикациях [Белова, 1975б; Кулаков, Белова, 1975; Белова, Кулаков, 1982], говорят о сложной литодинамике в полосе активной озерно-речной аккумуляции и денудации вокруг оз. Хубсугул в позднем кайнозое. Палинологические материалы, полученные после анализа донных отложений, коррелятных позднеплейстоценовому этапу, свидетельствуют об интенсивном размыве в это время неогеновых осадков. В целом же имеющаяся палинологическая информация не вполне однозначна для диагностики характера плейстоценовой растительности в целях выделения стадий ее развития и климатических режимов. В то же время эти материалы могут использоваться как дополнительное (к геологическим, геофизическим, геоморфологическим данным) свидетельство плиоценовой активизации дифференцированных тектонических процессов. Этой активизации предшествовал более спокойный режим осадконакопления во впадинах. В соответствии с данными о составе пыльцы, переотложенной из осадков плиоцена, и характеристиками пыльцевых комплексов, которые можно считать действительно плиоценовыми [Спиркин, 1970; Уфлянд и др., 1971; Кулаков, Белова, 1975; Белова, Кулаков, 1982], мы предполагаем, что в Дархатской и Хубсугульской впадинах были широко распространены осадки озерного, озерно-дельтового и аллювиального типов, сопоставимые по возрасту (в соответствии со схемой палеофлористической периодизации плиоцена, предложенной в данной работе) с отложениями пачки Б стратотипического разреза Хиргис-Нур-2 Западной Монголии. Последние отвечают первой макрофазе относительной гумидизации в плиоцене. На основании внутрирегиональной корреляции ископаемых пыльцевых флор, подкрепленной радиологическими датами базальтов, залегающих в долине р. Чулуту выше осадков с указанной пыльцевой флорой, возраст этой флоры древнее 4 млн лет (см. гл. 4). Датировка дает представление о нижнем возрастном ограничении начального этапа новейшей активизации в Прихубсугулье, когда существовавший режим осадконакопления был нарушен, а в дальнейшем толщи плиоценовых осадков, выведенные на поверхность, стали объектом денудации.

## КРУПНЫЕ МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ

Область крупных межгорных впадин состоит из серии депрессий, которые объединены в Котловину Больших Озер и Долину Озер. Морфологически депрессии разделяются на два типа. К первому относятся крупные изометричные депрессии — Убсу-Нурская, Хиргис-Нурская, Хара-Нурская, Хойсуин-Гобийская и Шаргинская; ко второму — узкие, вытянутые с северо-запада на юго-восток депрессии Предалтайской зоны — Дзэргэнская, Ихэ-Нурская и впадины Долины Озер. Эти депрессионные структуры отделяют Монгольский и Гобийский Алтай от Хангая. Их заложение относится к мезозою, современный морфоструктурный облик они приобрели в кайнозое. Основными генетическими типами отложений впадин являются аллювиальные и озерные, сочетающиеся у бортов впадин с пролювиальными. Мощности верхнекайнозойских отложений достигают 100 м и более. Характер распространения и литолого-генетические особенности отложений выявляются главным образом при бурении, и лишь у бортов известны естественные разрезы.

Котловина Больших Озер — это сложно построенная система новейших межгорных впадин, разделенных субширотно ориентированными горстовыми поднятиями. В плане она представляет собой крупный опущенный блок земной коры между Монгольским Алтаем и Хангаем. Эта зона депрессий во многом унаследовала в позднем кайнозое черты развития предшествующих этапов [Мезозойская..., 1975]. Протягиваясь субмеридионально, она с севера ограничена предгорьями хребта Танну-Ола, с запада — резким тектоническим фасом Монгольского Алтая, с юга — горами Гобийского Алтая. Восточная граница менее определена, здесь депрессии ограничиваются пологими предгорьями Хангая.

В структурном отношении Котловина Больших Озер разнородна, она делится на две части. Впадины озер Убсу-Нур, Хиргис-Нур, Хара-Нур и Хойсуин-Гоби — это крупные изометричные мульды, наследующие в плане мезозойские структуры такого же типа. Впадины Предалтайской зоны — Хара-Ус-Нурская, Дзэргэнская, Ихэс-Нурская, Шаргаин-Гобийская — это относительно узкие и глубокие структуры, «зажатые» между Монгольским Алтаем и передовыми хребтами Предалтайской зоны поднятий. Они также наследуют мезозойские структуры, отличающиеся от первого типа [Мезозойская..., 1975].

Мощности неогеновых и плейстоценовых отложений особенно значительны в северных впадинах, имеющих постоянное питание крупными реками. Они поставляли материал во впадины, где он перерабатывался в озерных условиях. Эти впадины (Убсунурская, Хиргис-Нурская, Хара-Ус-Нурская и Хара-Нурская) являются компенсированными. Дзэргэнская и Ихэс-Нурская впадины второго типа получали терригенный материал в основном пролювиальным путем и при постоянном прогибании также имеют повышенную мощность верхнекайнозойских отложений. Хойсуин-Гобийская и Шаргаин-Гобийская впадины не имели и не имеют сейчас постоянных речных систем, поэтому мощности отложений позднего кайнозоя в них небольшие. Генетические типы отложений — в основном пролювиальные образования, и лишь в центральных частях этих впадин имеются маломощные озерные отложения. Процессы дефляции в этих аридных впадинах привели к тому, что в центре впадины Шаргаин-Гоби на поверхность выходят палеогеновые породы, а во впадине Хойсуин-Гоби обнажаются отложения нижнего мела. Указанные две впадины являются явно некомпенсированными.

В северных впадинах Котловины Больших Озер ведущими процессами была озерная и аллювиальная аккумуляция, только в прибрежных частях представлены отложения склонового ряда. В южных впадинах доминировали процессы накопления склоновых, преимущественно пролювиальных, осадков, а в центре их формировались озерные, озерно-такырные осадки. Наложением и весьма молодым процессом является эоловая переработка озерных и аллювиальных толщ, особенно в озерных впадинах Котловины Больших Озер. Эоловые процессы особенно активизировались в позднем плейстоцене и голоцене в связи с регрессией крупных озерных бассейнов. Эоловые накопления в виде бугристых и ячеистых песков, дюн и т. д. развиты в основном в восточной части Котловины Больших Озер и протягиваются на 100—150 км к востоку от самих впадин по долинам, ориентированным в широтном направлении.

Котловина Больших Озер в палеогеографическом отношении давно привлекала внимание исследователей. Это определяется тем, что озера бессточных впадин являются чуткими индикаторами палеоклиматических изменений. Стратиграфия осадков таких впадин прямо отражает последовательность озерных трансгрессий и регрессий. Именно при изучении палеогеографии бессточных впадин аридной зоны возникла проблема «аридов» и «плювиалов», разрабатываемая в Северной Америке уже почти 100 лет. Для внутренних районов Азии эта проблема рассматривалась во многих публикациях [Маринов, 1957; Сеницын, 1962; Кузнецов, Мурзаев, 1963; Равский, 1972; Verkey, Morris, 1972]. Для Западной Монголии, в том числе и для Котловины Больших Озер, широкое развитие в прошлом озерных бассейнов описано в работах Э. М. Мурзаева

[1948], Э. Рутковского [Rutkowski, 1966], В. Слованского [Slowanski, 1970a,b, 1976], Е. В. Девяткина [1970, 1981], Е. В. Девяткина и др. [1975, 1978]. Стратиграфия верхнего кайнозоя Котловины Больших Озер строится, таким образом, на установлении трансгрессивных и регрессивных фаз озерно-аллювиальной аккумуляции, отражающих ход общеклиматических изменений.

### Убсу-Нурская впадина

Убсу-Нурская впадина — самая северная в Котловине Больших Озер. Она простирается у границ Монголии и СССР на 250 км в широтном направлении от хребтов Цаган-Шибэту и Тургэн-Ула до хребта Сангилен. С севера она ограничена хребтами Танну-Ола, с юга — хребтами Хан-Хухэй и Тохтоген-Шиль. Ширина ее в этом направлении достигает 120 км. Контуры впадины подчиняются системе субширотных и северо-западных разломов, обусловивших размещение поднятых и опущенных блоков и мощность выполняющих впадину осадков. Узкая перемычка в районе г. Улангом, приуроченная к системе грабенов северо-западного простирания, соединяет Убсу-Нурскую впадину с Хиргис-Нурской. На западе впадины расположено самое крупное озеро Монголии — Убсу-Нур с абсолютной отметкой уреза воды 759 м.

Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Убсу-Нурской впадины изучены неравномерно. Основные сведения о них приводятся по данным геолого-гидрогеологических съемок, которые были дополнены нами при работах Международной геологической экспедиции в этих районах.

По данным бурения, отложения миоценовых и плиоценовых озерных песков, глин, алевроитов, встреченные в обнажениях около оз. Баян-Нур и по долинам рек Гурамсаны-Гол, Хойту-Гол, Нарийн-Гол, залегают практически повсеместно под плейстоценовыми осадками и вскрыты до глубин 200—300 м и более (рис. 29, см. вкл., 30). В районе Улангома их мощность оценивается в 600—800 м [Slowanski, 1970 a, b]. В настоящее время они практически повсеместно перекрыты эоловыми песками Бориг-Дэл. У северо-западного борта Убсу-Нурской впадины, на территории СССР, эти осадки выделены в «кунеопсисовую» толщу [Попова, 1968], выше которой лежит «синотаневая» толща С. М. Поповой — аналог свиты хиргис-нур плиоцена Западной Монголии [Девяткин, 1981].

Плиоценовые отложения в отличие от миоценовых развиты неповсеместно. Они известны севернее оз. Баян-Нур вдоль левого берега р. Хойту-Гол. Здесь выше зеленовато-серых озерных миоценовых песков обнажается грубообломочная толща осадков пролювиального типа мощностью до 40—50 м, похожая на осадки плиоценовой свиты алтан-тэли. Толща представлена розовато-бурыми алевроитами, песчанистыми глинами, разнозернистыми песками с дресвой, щебнем, линзами серых грубозернистых косо-слоистых песков, а в низах разреза — зеленовато-серых и бурых глин.

Отложения нижнего плейстоцена распространены у северного подножия хребта Хан-Хухэй, где они формируют самые высокие конусы выноса, прорезанные реками на 10—15 м. В их составе преобладает плохо отсортированный бурый разнозернистый песок с обломками, галькой и редко — валунами. Их видимая мощность до 25 м. По составу и положению в рельефе они сопоставимы со свитой гошу.

Отложения среднего плейстоцена развиты широко. Озерно-аллювиальные осадки слагают участок к востоку от оз. Убсу-Нур. Здесь они формируют ступень озерной равнины на высотах 80—290 м над урезом озера. Поверхность равнины переработана эоловыми процессами, имеет бугристый микрорельеф. В составе отложений преобладают серые и желтовато-серые пески с прослоями супеси, глины, с примесью гравия, гальки и реже — дресвы и щебня. Показателен разрез скважины, пробуренной при геолого-гидрогеологической съемке на правом берегу р. Нарийн-Гол (см. рис. 30). Детали строения толщи хорошо прослеживаются по естественным обнажениям: в северном направлении пески обогащаются дресвой и щебнем, появляются прослой валунно-щебнистых осадков. В этом же направлении, в сторону хребта Танну-Ола, увеличивается и их мощность.

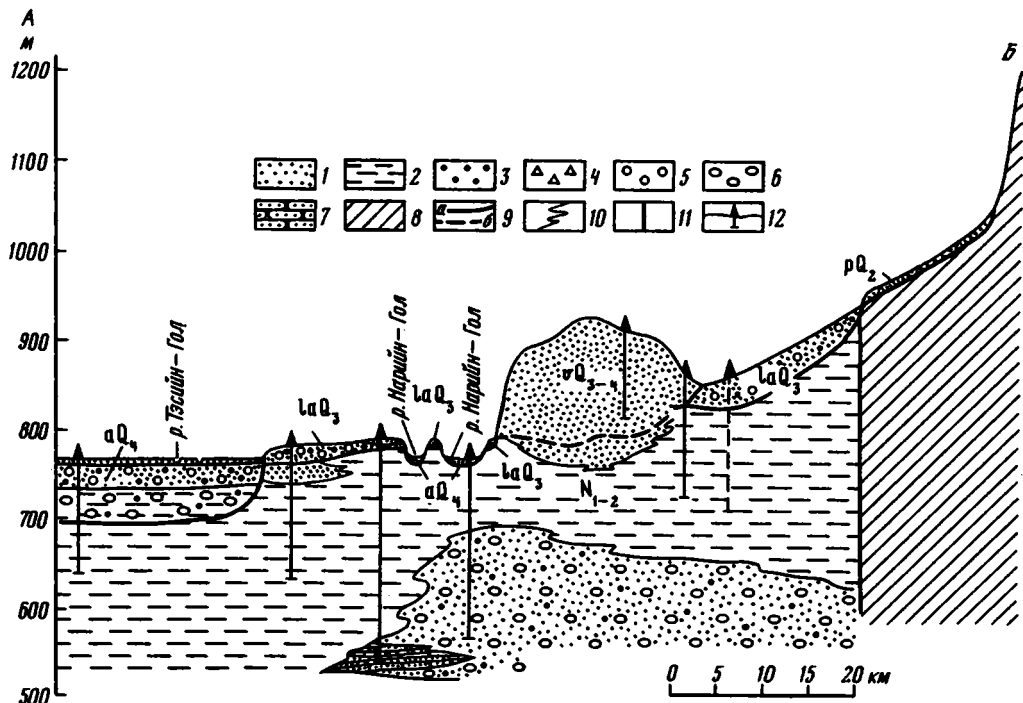


Рис. 30. Геологический профиль через Убсу-Нурскую впадину по линии АБ (см. рис. 29)

1 — песок; 2 — глина; 3 — гравий; 4 — дресва; 5 — галька; 6 — валуны; 7 — песчаник; 8 — докайнозойские породы; 9 — стратиграфические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — фациальные границы; 11 — разлом; 12 — скважины.

Генетические типы отложений: а — аллювиальные, л — озерные, la — озерно-аллювиальные, р — пролювиальные, dp — делювиально-пролювиальные, v — золовые

По данным И. Ф. Рудянова и В. В. Красникова, озерные отложения этого возраста распространены к юго-западу от оз. Убсу-Нур у подножия хребта Тохтоген-Шиль, где они представлены суглинками, глинами, грубозернистыми песками с галькой общей мощностью до 4—5 м и залегают на неогеновых осадках. Польские геологи выделяли в районе Улангома верхнечетвертичные дельтово-озерные осадки мощностью в первые десятки метров, а ниже — среднечетвертичные дельтово-озерные пески, гравийники и глины мощностью до 100—200 м [Slowanski, 1970a, b].

В разрезе озерных отложений в долине р. Хойту-Гол севернее родника Мухар-Булак нами были собраны моллюски и остракоды. По заключению С. М. Поповой, моллюски представлены *Lymnaea (Galba) sibirica* (West.), *L. (Peregrina?) sp.*, *Anisus contortus* (Z.) A. (*Gyraulus*) *acronicus* (juv.) (Fér.), *A. (G.) baicalicus* B. Dyb., *A. (G.) strömi?* West., *A. (G.) sp.*, *Armiger crista* (L.), *Succinea ex gr. oblonga* Drap., *S. putris* (L.), *S. sp.*, *Oxyloma pfeifferi* (Pisso), *Vertigo modesta* Say., *Pupilla asiatica* Moell., *Vallonia costata* (Müll.). Отсутствие экзотов говорит о сравнительно молодом возрасте осадков — не древнее среднего плейстоцена.

Пролювиальные отложения залегают у подножия обрамляющих впадину хребтов. Они образуют вторую, более низкую ступень пролювиальной равнины, лежащую на 5—6 м ниже нижнечетвертичной, и прорезаны современной эрозионной сетью на 6—15 м. Отложения представлены бурыми разнородными пылеватыми песками с гравием, дресвой, щебнем, галькой, валунами, глыбами. Отложения грубослоистые, мощность прослоев 0,5—1 м. Встречаются линзы мелкозернистого песка. Мощность отложений не превышает 15 м.

Верхнеплейстоценовые озерно-аллювиальные и озерные осадки образуют более низкий уровень аккумулятивной равнины, которой в отличие от среднеплейстоценовой не свойственна эоловая переработка. Ее абсолютные отметки увеличиваются от 780—790 м на междуречье Тэсийн-Гола и Нарийн-Гола до 940 м у подножия хребта Хан-Хухэй, что соответствует высотам над оз. Убсу-Нур в 20—180 м. К западу от оз. Убсу-Нур отмечены древние береговые валы на расстоянии 20—30 км от берега, на 80—100 м выше современного уровня озера [Мурзаев, 1952]. К востоку от озера состав озерно-аллювиальных отложений более грубый по сравнению со среднеплейстоценовыми и довольно однообразный: гравийники и галечники с песком. В обрыве террасы на левом берегу р. Нарийн-Гол обнажаются желтовато-серые разнозернистые пески с прослоями серых алевроитов, в которых отмечаются деформации слоистости. Мощность отложений на междуречье Тэсийн-Гола и Нарийн-Гола до 10—16 м, а на юго-восточном берегу оз. Убсу-Нур до 30—36 м.

Аллювиально-пролювиальные отложения распространены локально к югу от песков Бориг-Дэл, образуя равнину, слабо расчлененную редкими реками, имеющими лишь пойму. Отложения переходят фациально в пролювий низкого уровня конусов выноса. Реки, стекающие с хребта Хан-Хухэй, формируют I надпойменную террасу высотой 2—4 м. Аллювий здесь песчаный с включениями дресвы и щебня, а в верхней части разреза есть горизонты алевроитов.

Голоценовые озерные отложения выполняют котловину озера Убсу-Нур и обнажаются на его берегах в пределах узкой полосы на абсолютных отметках 778—780 м — до высоты 31 м над урезом воды. Они формируют береговые валы и пляжную полосу. Современные осадки мелких озер представлены глинами, илами, песками с небольшими прослоями соли. В отличие от пересыхающих озер пресные озера (Баян-Нур, Бага-Нур и Шаварт-Нур) имеют постоянное родниковое питание и приурочены к зонам обводненных разломов.

Аллювиальные отложения образуют поймы и русла рек бассейна оз. Убсу-Нур. Вблизи горного обрамления в составе аллювия преобладают гравийно-галечно-песчаные осадки с валунами, имеющие мощность несколько метров. В равнинных условиях аллювий становится песчаным с прослоями глин, суглинков, супеси, с галькой. В низовьях рек Нарийн-Гол и Тэсийн-Гол отмечены переуглубленные участки долины, в которых мощность голоценовых отложений составляет несколько десятков метров.

Эоловые пески массивов Бориг-Дэл и Алтан-Элс образуют гряды, бугры и барханы высотой до 50—60 м, а мощность их, по данным бурения, достигает более 100 м.

### **Хиргис-Нурская, Хара-Ус-Нурская и Хара-Нурская впадины**

Верхнеплиоценовые отложения по сравнению с более древними неогеновыми отложениями развиты ограниченно. Осадки аллювиального типа прослеживаются лишь по долинам рек Кобдо, Дзабхан, Хунгуй. Они не образуют самостоятельных террас, а вскрываются между неогеновыми и перекрывающими их плейстоценовыми толщами. Строгая приуроченность аллювиальных фаций к долинам, их «вложенность» в них показывают, что эти осадки накапливались при довольно низком уровне оз. Хиргис-Нур, местного базиса эрозии.

Участок выхода на поверхность верхнеплиоценовых отложений — перемычка между озерами Хара-Ус-Нур и Хара-Нур, прорезанная протокой Чоно-Хариах. Геология участка хорошо изучена [Девяткин, 1970, 1981; Девяткин и др., 1974; Rutkowski, 1966; Slowanski, 1976]. Здесь отложения верхнего плиоцена представлены рыжими гравелистыми песками мощностью 2—3 м, залегающими с размывом на отложениях свиты хиргис-нур. Они тяготеют к долине Чоно-Хариах, обнажаются по ее бортам под отложениями плейстоцена и выделены в свиту чоно-харирах [Slowanski, 1976], которая рассматривается как верхний член плиоценовой серии хиргис-нур. В сторону от долины и гипсометрически вверх по склону эти осадки замещаются бурыми щебнистыми глинами и суглинками с горизонтами карбонатных стяжений (древние почвы?).

Верхнеплиоценовые отложения, охарактеризованные фауной, известны на правобе-

режье р. Дзабхан в районе горы Дзагсо-Хайрхан-Обо, где представлены рыжеватыми гравелистыми и мелкогалечными песками (3—4 м), залегающими с разрывом в эрозионных ложбинах на поверхности осадков свиты хиргис-нур под песками плейстоценовых озерных террас. В местонахождениях Дзагсо-Хайрхан-1—4 определена фауна мелких млекопитающих *Ochotona* sp., *Leporinae* gen?, *Murinae* gen?, *Prosiphneus* ex gr. *stehlini* и крупных позвоночных *Eucladoceros* sp., *Nyctereutes* cf. *megamastoides* (см. гл. 1). В отличие от пылевой флоры среднеплиоценовых отложений свиты хиргис-нур пылевой комплекс данных отложений отражает фазу относительной аридизации [Девяткин и др., 1984].

Пролувиальные фации верхнего плиоцена развиты по бортам впадин, где они представлены бурыми щепнистыми суглинками с прослоями галечников и песков. С более древними осадками неогена они образуют единый литолого-фациальный комплекс пролувиального типа. На северном борту Хиргис-Нурской впадины верхнеплиоценовые пролувиальные отложения с резким разрывом залегают на мергельной пачке свиты хиргис-нур. Это галечники ржаво-бурого цвета, в основании разреза плотно сцементированные, мощностью 10—15 м, имеющие в средней части разреза ТЛ-дату  $820 \pm 85$  тыс. лет.

Нижнеплейстоценовые отложения изучены слабо и палеонтологически не охарактеризованы. Они выделяются в двух местах на основании их стратиграфического положения в разрезе. На левом берегу протоки Чоно-Хариах это озерные светло-серые пески, суглинки с прослоями глин и гравийников мощностью до 5 м, залегающие с разрывом на отложениях свиты чоно-хариах [Slowanski, 1976]. Вблизи гор эти отложения выклиниваются; здесь они образуют древние береговые валы на уровне 1190 м. Нижнеплейстоценовые отложения, выделенные как эквивалент свиты гошу, описаны нами в опорном разрезе Хиргис-Нур-2 [Девяткин, 1981]. Они залегают на бурых галечниках верхнего плиоцена и представлены серыми щепнисто-галечно-супесчаными образованиями мощностью до 10 м. Перекрыты эти отложения озерными песками высокой террасы оз. Хиргис-Нур среднего плейстоцена (рис. 31). Литолого-генетические особенности и условия распространения нижнеплейстоценовых отложений позволяют считать, что они отвечают небольшой трансгрессивной фазе озерного бассейна, не превышавшей, по В.Слованскому, отметку 1190 м. Почвенный горизонт, протягивающийся по кровле нижнеплейстоценовых осадков от гор с высоты 1240—1190 м, свидетельствует о регрессивной фазе в начале среднего плейстоцена.

Среднеплейстоценовые отложения представлены в основном озерными и озерно-аллювиальными фациями, отражающими трансгрессивные и регрессивные стадии развития плувиальных бассейнов. На верхнем участке левобережья протоки Чоно-Хариах на осадках свиты чоно-хариах с глубоким разрывом залегают серовато-бурые и серые пески с гравием и крупными валунами и глыбами [Slowanski, 1976]. Эти отложения отвечают периоду интенсивного врезания во время регрессивной фазы начала среднего плейстоцена. Они имеют мощность до 2 м и отвечают периоду разобшения озер Хара-Ус-Нур и Хара-Нур. Выше этого оригинального горизонта с валунами в разрезе прослеживается пачка светло-серых алевритов (8,5 м) с типичной ленточной слоистостью. Из них получены две ТЛ-даты:  $360 \pm 42$  и  $320 \pm 35$  тыс. лет. Палеомагнитные исследования выявили здесь R-эпизод, который может быть сопоставлен с эпизодом Уреки ( $330 \pm 50$  тыс. лет). Это позволяет отнести осадки к началу среднего плейстоцена [Девяткин, 1981].

Более высокие горизонты среднего плейстоцена представлены песками, гравийниками, реже галечниками, которые образуют уровень наиболее высокой озерной террасы в центральной части Котловины Больших Озер, фиксируемый в интервале 1260—1180 м, т. е. 150—250 м над современным урезом оз. Хиргис-Нур. Равнина наклонена к озеру, покрыта у бортов пролувиальными шлейфами, золотыми песками, расчленена сайрами. Лишь на самых плоских ее участках сохранились от размыва древние озерные осадки, почти не перекрытые новейшими образованиями. Озерные отложения этого уровня вскрыты бурением. К северо-западу от сомона Дзабхан они представлены 50-метровой

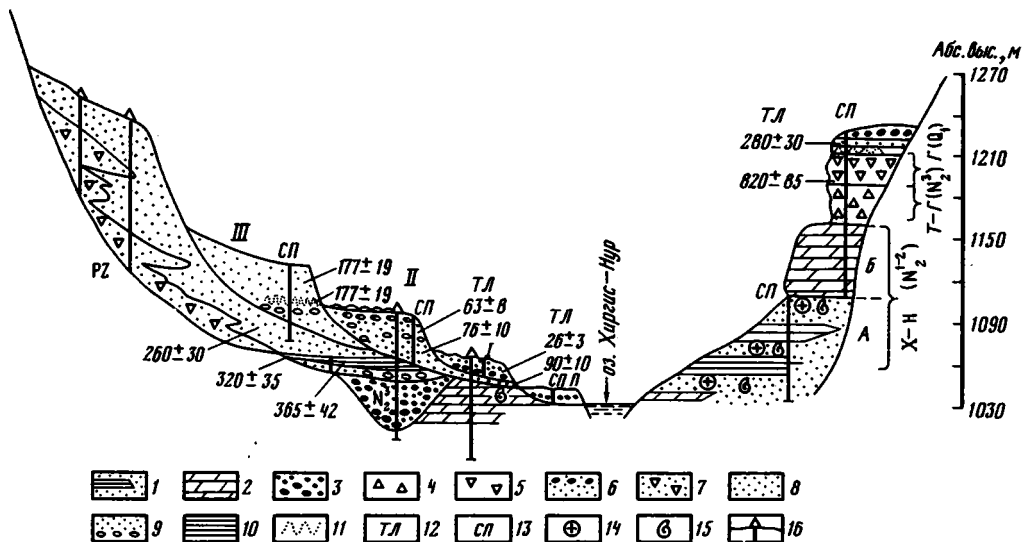


Рис. 31. Принципиальная схема строения озерных террас оз. Хиргис-Нур

Свита хиргис-нур (X—Н,  $N_1^{1-2}$ ): 1 — пачка А — пески с прослоями глин, 2 — пачка В — белые мергели; свита туин-гол (Т—Г,  $N_2^3$ ): 3 — аллювиальные бурые пески и галечники, 4 — бурые пролювиальные галечники; свита гошу (Г,  $Q_1$ ): 5 — серые пролювиальные галечники; 6 — пески и галечники плейстоценовых озерных террас; 7 — пролювиальные склоновые образования; 8 — озерные пески; 9 — озерные пески с галькой и гравием; 10 — озерные глины; 11 — криогенные текстуры; 12 — ТЛ-датировки (тыс. лет); 13 — разрезы, изученные палеонтологически (СП); 14 — местонахождения остатков млекопитающих; 15 — малакофауна; 16 — скважины. I—III — террасы

толщей песков и галечников, подстилаемых пачкой (8 м) озерных глин (вероятно, аналогичных слоям по Чоно-Хариаху). Возраст максимальной трансгрессии среднего плейстоцена можно оценить по имеющимся ТЛ-датам. По району Чоно-Хариаха из озерных песков и алевритов, лежащих на высоте около 1260 м, получена ТЛ-дата  $260 \pm 30$  тыс. лет. В разрезе Хиргис-Нур-2 из озерных песков, залегающих в цоколе IV озерной террасы, имеется ТЛ-дата  $280 \pm 33$  тыс. лет. К среднему плейстоцену относятся вскрытые в цоколе III озерной террасы по р. Дзбахан песчано-алевритовые осадки с ТЛ-датой  $177 \pm 19$  тыс. лет [Девяткин и др., 1978]. Таким образом, возраст озерных отложений высокого уровня водоема лежит в интервале 280—177 тыс. лет, т. е. соответствует интервалу, в течение которого могли проявиться два оледенения гор Монгольского Алтая и Хангая.

Верхнеплейстоценовые озерные террасы образуют три уровня на высотах 1140—1180 м (IV терраса, 110—150-метровая), 1120 м (III терраса, 90-метровая) и 1090 м (II терраса, 60-метровая). Для них характерны участки четко выраженного «озерного рельефа» поверхности — береговые валы, остатки пляжных галечниковых полос, озерные клифы на коренных породах. Отложения озерных террас представлены переслаиванием горизонтально- и косослоистых песков, алевритов, гравелитов и мелких галечников. Формирование террас отражает главным образом трансгрессивные фазы, а регрессивные стадии улавливаются с трудом. По скважинам отмечается присутствие в тыловых частях озерных террас горизонтов пролювия, фиксирующих регрессивные фазы. Озерные террасы центральной части Котловины Больших Озер могут быть увязаны с периодами горного оледенения при непосредственном прослеживании фациальных переходов морен в аллювиальные и далее в озерные террасы, а также с помощью ТЛ-датирования. В Горном и Монгольском Алтае первое постмаксимальное (зырянское) оледенение оставило серию четко выраженных морен, нижняя из которых по разрезу Чаган имеет ТЛ-дату  $145 \pm 15$  тыс. лет. В верховьях р. Кобдо у сомона Улан-Хус из ленточных глин, залегающих в разрезе II террасы, получена ТЛ-дата  $105 \pm 9,5$  тыс. лет.

Эта терраса вверх по долине фациально связана с одной из стадий первого постмаксимального оледенения. Из озерных отложений III террасы оз. Хиргис-Нур получены две ТЛ-даты:  $76 \pm 9$  и  $63 \pm 8$  тыс. лет; вероятно, к этому же горизонту относятся озерные пески и суглинки, вскрытые в цоколе I террасы оз. Хиргис-Нур с ТЛ-датой  $90 \pm 10$  тыс. лет. Второе постмаксимальное оледенение Горного Алтая имеет ТЛ-дату  $32 \pm 4$  тыс. лет, а по  $^{14}\text{C}$  —  $25,3 \pm 0,6$  тыс. лет [Геохронология СССР, 1974]. В Котловине Больших Озер ему соответствует уровень I озерной террасы с ТЛ-датой  $26 \pm 3$  тыс. лет.

К голоцену относятся самые низкие озерные уровни (до 10—15 м), выраженные серией береговых валов, повторяющих в плане современную конфигурацию береговой линии. В долине р. Дзабхан голоценовые отложения образуют пойменные уровни, переходящие в дельтовые и аллювиально-озерные отложения песчаного состава. Местами они сильно переветрены, на их поверхности развиты бугристые пески и полужакрепленные дюны. К востоку по долинам рек площадь золотых песков увеличивается. Они перекрывают озерные песчаные террасы и образуют грандиозные по своей выразительности массивы Боро-Хара-Элс, Бага-Нулин-Элс и Монгол-Элс.

В целом верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения отвечают отдельным трансгрессивным (верхние части отложений озерных террас) и регрессивным (эрозионные врезы между ними) стадиям. Вероятно, в середине голоцена было наиболее низкое стояние озер, так как в ряде мест фиксируется затопленная озерная терраса на отметках  $-5 \div -8$  м.

Серия разрезов средне- и верхнеплейстоценовых озерных отложений изучена палинологически. Результаты анализов и спорово-пыльцевые диаграммы опубликованы [Девяткин и др., 1978]. Было отмечено, что проявления фаз относительной гумидизации отражены в повышении доли участия пыльцы дендрофлоры в пыльцевых спектрах. Важно отметить присутствие пыльцы всех современных лесообразователей Хангая, в том числе темнохвойных пород, а также микротермных широколиственных растений в отложениях Котловины Больших Озер. Обогащение спорово-пыльцевых спектров пыльцой дендрофлоры дополняется постоянным участием спор различных видов папоротникообразных, плаунов, сфагновых мхов, что в целом представляет собой хорошо выраженную совокупность пыльцы и спор, характеризующую сниженное положение лесного пояса в Хангае во время прохладных и увлажненных периодов. В верхних уровнях гор расширялся под пояс темнохвойных лесов, а смешанные леса с вкраплением широколиственных пород (лещина, вяз, липа, ольха) «выдвигались» в полосу современных луговых степей и по долинам могли проникать в степную зону. Количество осадков в такие периоды могло превышать современную их норму в 2—2,5 раза (т. е. примерно 400—500 м) в полосе луговых степей по периферии Хангая. Аналогичные данные о снижении лесного пояса на южном мегасклоне Хангая получены нами по долине р. Дзабхан. В соответствии с палинологическими данными трансгрессивные стадии озерных водоемов, находящихся сейчас в сухостепной и полупустынной зонах, были следствием изменения общеклиматических факторов — увеличения влагообеспеченности и снижения общего температурного фона, т. е. результатом уменьшения континентальности климата региона.

### **Дзэргэнская, Ихэс-Нурская, Хойсуин-Гобийская и Шаргаин-Гобийская впадины**

Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения этих впадин изучены недостаточно, поэтому их стратиграфия не может быть такой детальной, как в центральной части Котловины Больших Озер, но во многом основывается на аналогии с последней.

Дзэргэнская впадина протягивается почти на 150 км между хребтами Дзун-Джиргаланту-Нуру и Монгольский Алтай. Ее ширина 15—20 км. Отложения верхнего олигоцена—миоцена и плиоцена имеют здесь мощность не менее 300 м, мощность плейстоценовых осадков 100 м. При небольшой ширине и значительной глубине впадины наблюдается очень резкая смена фаций верхнеплиоценовых—плейстоценовых отложений. У бортов развит пролювиальный комплекс, формирующий разновозрастные и разновы-



сотные конусы выноса, вложенные друг в друга. Для наиболее древних, нижнеплейстоценовых, характерны относительно некрупный состав обломочного материала, его хорошая окатанность и наличие на поверхности конусов реликтовой бурой почвы [Słowanski, 1970b].

Существенно изменяется состав пролювия среднего — верхнего плейстоцена. Поверхность крутонаклонных конусов выноса обычно сложена грубовалунными (до глыбовых) осадками. Роль крупного материала возрастает у выхода долин из гор, и здесь намечается прямая связь с ледниковыми отложениями в горах и формированием этого «плювиального» пролювия. Современный пролювий более мелкообломочный, но включает много обломков, переотложенных из древних конусов выноса. Подобное строение окраин впадины характерно и для Ихэс-Нурской впадины, но здесь конусы выноса со стороны Монгольского Алтая слагает более грубообломочный материал, чем со стороны невысокого хребта Дарбийн-Нуру. В центральных частях этих впадин развиты песчано-глинистые озерно-аллювиальные отложения, переслаивающиеся с периферическими фациями пролювиальных шлейфов.

В Дзэргэнской впадине отмечается галечно-песчаная терраса, заходящая со стороны оз. Хара-Ус-Нур на отметках около 1260 м, но она сильно размыта прорезающими ее сайрами и сохранилась фрагментарно. Лучше выражена терраса на отметках около 1210 м, образующая ровные галечниковые поверхности в обрамлении гряды Ошин-Боро-Удзюр-Ула. Озерные террасы среднего и верхнего плейстоцена увязываются с аналогичными террасами Котловины Больших Озер. Наиболее низкая, 5—6-метровая, терраса прослеживается по берегу оз. Хара-Ус-Нур — это голоценовая терраса.

Хойсуин-Гобийская впадина длиной до 100 км и шириной около 75 км соединяется на юге с Шаргаин-Гобийской впадиной. Ее окраины сложены пролювиальными осадками, довольно грубообломочными вблизи гор, но быстро сменяющимися более тонкими глинисто-щебнистыми к ее центру. Мощность их не превышает 10—20 м. Центральные участки впадины сложены осадками концевых частей пролювиальных шлейфов, озерными и такырными фациями, дающими сложное сочетание литолого-фациальных разностей. В центре впадины на высотах около 1300 и 1250 м отмечаются выровненные поверхности, сложенные песчано-галечным материалом. Возможно, это террасы средние и позднплейстоценовых озер. Центральный участок Хойсуин-Гоби занят плоской кочковатой равниной пересыхающего солончака. В северной части впадины со стороны долины р. Дзабхан прослеживается несколько ныне сухих долин, которые могли быть каналами сброса вод в периоды высоких уровней озер плювиальных эпох среднего и позднего плейстоцена.

Шаргаин-Гобийская впадина — самая южная в системе депрессий Котловины Больших Озер. Она имеет значительные размеры — до 150 км в длину и около 75 км в поперечнике. На западе она соединяется с Ихэс-Нурской, на востоке через узкий новейший грабен — с Бэгэрской впадинами. Общая мощность кайнозойских отложений оценивается здесь не менее чем в 300—350 м. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения имеют сравнительно небольшую мощность — до первых десятков метров. В отличие от впадин центральной и северной частей Котловины Больших Озер в Шаргаин-Гобийской главная роль принадлежит пролювиальным отложениям, развитым вдоль подножия окружающих гор и далеко заходящим к ее центру. Это связано с тем, что озерные плювиальные бассейны не достигали здесь в плейстоцене крупных размеров из-за отсутствия рек, питающих такие озера во впадине. Проловиальные отложения нижнего плейстоцена образуют у бортов впадины небольшие фрагменты высоких конусов выноса, сложенных галечниками. На их поверхности, как и в других частях предгорной полосы Монгольского Алтая, развита реликтовая почва. Более молодые плейстоценовые отложения, существенно грубообломочные, широко распространены во впадине. При выходе долин из гор пролювий имеет наибольшие мощности (например, в районе сомона Тугрик 50—60 м). Проловиальные отложения протягиваются от гор на 30—35 км в виде выполаживающихся конусов выноса. Они залегают на палеогеновых и неогеновых отложениях и в основании имеют сильно уплотненный, сцементированный до конгло-

мератов слой («верхнегобийские конгломераты») мощностью до 2—3 м. Из-за сильной раздробленности Шаргаин-Гобийской впадины молодыми разломами, затрагивающими и кайнозойские отложения, мощности пролювия непостоянны. Так, вдоль южного борта впадины вырисовывается тектонический грабен, где их мощность 40—60 м и более; ближе к центру мощности не превышают 10 м.

Пролувиальные конусы выноса во впадине не привязаны к современному ее днису, а опираются на гипсометрический уровень 1000—1100 м, который отвечает уровню плувиальных озер среднего—верхнего плейстоцена. Более молодые пролувиальные отложения верхнего плейстоцена—голоцена вложены в древние конусы выноса на 10—15 м и опираются на уровень соленого оз. Шаргаин-Цаган-Нур. По составу они мелкообломочные, а в приозерных частях впадины образуют песчано-глинистые дельты у концевых частей пролувиальных шлейфов. Местами эти осадки переработаны эоловыми процессами, образуя вокруг озера полузакрепленные песчаные массивы. Анализ мощностей пролувиальных отложений всех возрастных генераций показывает резкое их сокращение к центру впадины, а местами почти полное выклинивание, и тогда на поверхности обнажаются толщи палеогена и неогена. Малая обводненность впадины и значительная роль дефляции определили своеобразие распределения осадков плейстоцена.

Озерные отложения среднего—верхнего плейстоцена образуют во впадине горизонтальные поверхности, фрагментарно сохранившиеся вблизи озера на отметках 1000—1100 м. Это горизонтально- и косослоистые мелкие галечники, пески и гравийники мощностью до 5—10 м. Они залегают непосредственно на неогеновых отложениях. Отличительной особенностью озерных отложений, кроме их геоморфологического положения, является наличие в разрезах линз и прослоев тонких алевритов, песков и глин, повышенная карбонатность осадков. Окатанность обломков в них лучше, чем в отложениях пролувиальных шлейфов, опирающихся на эти озерные уровни.

Озерные отложения голоцена в центре впадины представлены в основном песчано-глинистыми, переходящими вблизи озера в такырно-солончаковые осадками; их мощность не превышает 10—15 м.

## ДОЛИНА ОЗЕР

Долина Озер — это относительно неширокая (50—75 км) унаследованная депрессионная морфоструктура, протягивающаяся вдоль северного подножия Гобийского Алтая почти на 600 км. Она включает цепочку впадин: Бэгэрскую, Бон-Цаган-Нурскую, Орок-Нурскую и Улан-Нурскую. С севера она ограничена пологими денудационными склонами Южно-Хангайского плато. Долина Озер — резко асимметричная депрессия, в которой наибольшие глубины приурочены к южному борту. Общая мощность кайнозойских отложений достигает в ней более 500 м, мощности плиоценовых и плейстоценовых отложений 150—200 м.

Изучение позднего кайнозоя Долины Озер началось еще в 20-х годах и было продолжено в 60—70-х годах экспедициями АН СССР и АН МНР [Гоби-Алтайское..., 1963], а также исследованиями при геологической съемке, а в 80-х годах работами, которые проводит ВНИИЗарубежгеология. В районе находятся известные разрезы кайнозоя, охарактеризованные фауной млекопитающих. Центральная часть Долины Озер была выбрана в качестве стратотипического района для изучения кайнозоя Внутренней Азии [Бадамгарав и др., 1975; Девяткин, 1981]. Основные опорные разрезы плиоцена и плейстоцена расположены в долинах рек Байдарик, Туин-Гол, Тацин-Гол и Нарийн-Гол.

Верхнеплиоценовые отложения в Долине Озер формируют аккумулятивную толщу высоких (30—60-метровых) террас рек, стекающих во впадины с Южно-Хангайского плато. У южного борта депрессии они погружаются под плейстоценовые отложения и вскрыты бурением (рис. 32, см. вкл., 33). Для толщи характерна красновато-бурая, серая и желтоватая окраска, грубая параллельная и косая слоистость, сравнительно грубообломочный состав материала: гравий, разнозернистый песок с галькой. Местами

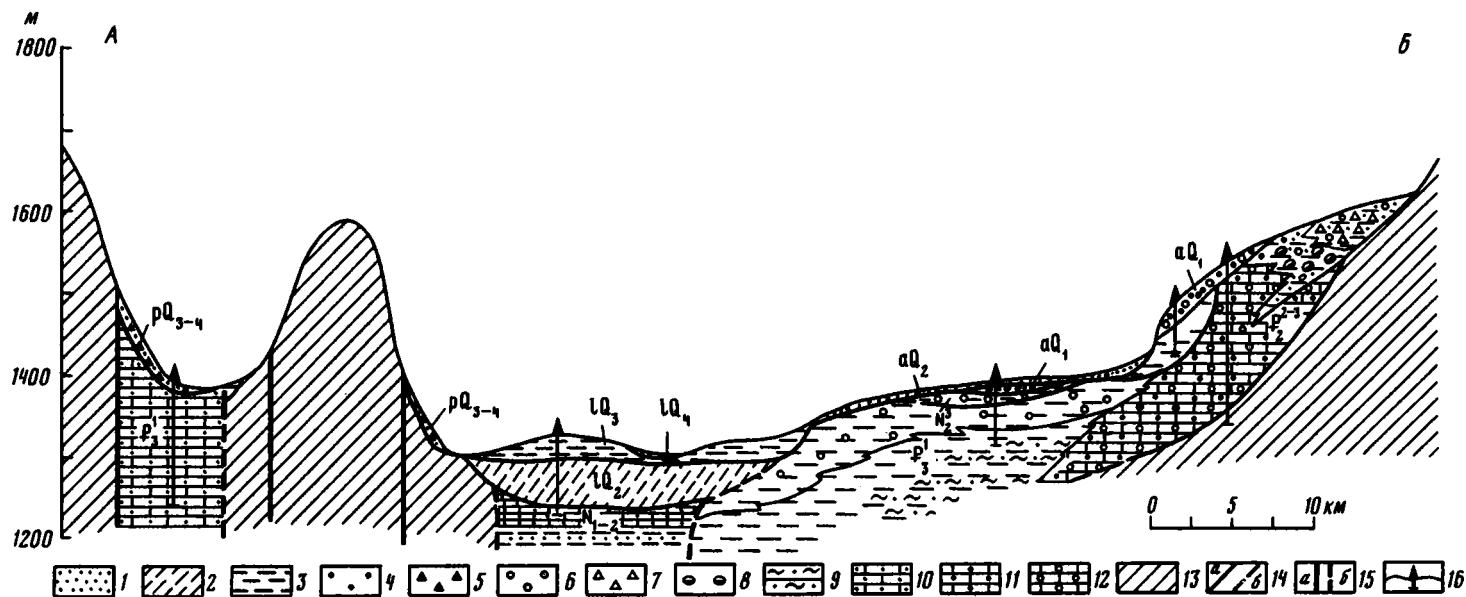


Рис. 33. Геологический профиль через Долину Озер по линии АБ (см. рис. 32)

1 — песок; 2 — супесь; 3 — глина; 4 — гравий; 5 — дресва; 6 — галька; 7 — щебень; 8 — валуны; 9 — алевриты; 10 — песчанки; 11 — гравелиты; 12 — конгломераты; 13 — докайнозойский фундамент; 14 — стратиграфические границы; а — установленные, б — предполагаемые; 15 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 16 — скважины. Расшифровку генетических индексов см. на рис. 30

осадки карбонатизированы и цементированы до песчаников, гравелитов, конгломератов. Эти отложения были описаны под названием формации хунук [Berkey, Morris, 1927], затем выделены Е. В. Девяткиным и И. Г. Лискун в свиту туин-гол [Геология..., 1973]. Мощности отложений верхнего плиоцена изменчивы. Так, к востоку от р. Нарийн-Гол, где находятся известные разрезы свиты туин-гол, они составляют 10—50 м. Западнее оз. Бон-Цаган-Нур их мощности достигают максимальных величин — до 120 м.

Возраст толщи определяется по находкам остатков млекопитающих: *Equus sp.*, *Serridentinus florences*, *Pentolophodon cf. sinensis*, *Dicerorhinus cf. etruscus*, *Carnivora gen?*, *Proboscipparion sp.* [Геология..., 1973; Девяткин, 1981].

Отложения нижнего плейстоцена имеют ограниченное распространение. Проллювиальные отложения известны вдоль тектонического ограничения Гобийского Алтая (хребты Ихэ-Богдо, Дзун-Богдо). Здесь они выделены Ч. Берки и Ф. Моррисом в формацию гошу, а позже отнесены к свите гошу [Гоби-Алтайское..., 1963]. Отложения свиты формируют древние конусы выноса, испытавшие значительные тектонические деформации, и сохранились в пределах продольных тектонических блоков (гряды Гошу, Долон-Туру, хребет Обон-Нуру и др.), где подстилаются докембрийскими образованиями, осадками палеогена и неогена. Состав толщи однообразен и существенно иной по сравнению с верхнеплиоценовой, от которой отличается серым и бурым цветом, более крупным размером обломков, плохой их окатанностью, сугубо местным составом обломков и более грубым характером слоистости. В составе толщи преобладают щебнистые осадки, в низах разреза с глыбами, а также конглобрекчии, дресвяно-гравийно-песчаные разности с редкими прослоями песчаников, карбонатной цементацией отдельных прослоев. Видимая мощность отложений до 120 м.

Аллювиальные отложения в долинах крупных рек формируют аккумулятивный чехол средневысотных цокольных террас. Преобладают галечники с валунами, прослоями песков и суглинков. От осадков свиты туин-гол они отличаются преимущественно серым цветом, значительной грубобломочностью материала. По разрезам скважин прослеживается изменение состава толщи, показывающее, что с удалением от Южно-Хангайского плато ее материал делается менее грубым. Мощность отложений возрастает по мере удаления от гор — от первых метров до 45 м и более.

Отложения среднего плейстоцена занимают значительно большие площади; они более разнообразны генетически. Аллювиальные отложения формируют средневысотные (15—25-метровые) уровни в долинах рек Байдарик, Туин-Гол, Тацин-Гол, Нарийн-Гол и в центральной части депрессии сливаются в единую равнину. Они состоят из серых, серовато-бурых галечников, иногда с мелкими валунами, песков, гравийников. Валуны появляются в разрезах ближе к Южно-Хангайскому плато, где, по данным бурения, в долине р. Байдарик мощность аллювия составляет около 75 м. В южном направлении грубость материала уменьшается и аллювий фациально замещается озерно-аллювиальными и озерными осадками. Обычная мощность аллювия колеблется от 3—5 до 30 м, а вблизи оз. Бон-Цаган-Нур возрастает до 75 м.

Озерно-аллювиальные отложения распространены к западу от оз. Бон-Цаган-Нур. По северному борту впадины ими сложена цокольная терраса на абсолютных отметках 1400—1665 м (340 м над урезом воды озера), а южнее выполнено грабенообразное понижение, где они залегают под верхнеплейстоценовыми осадками (см. рис. 33). По сравнению с аллювием это мелкообломочные отложения: серые и буроватые пески, глины с включениями дресвы, гравия, гальки, изредка валунов. В осадках цокольной террасы преобладают серые глины с обломками и прослоями песка. Мощность аккумулятивного чехла цокольной террасы составляет 3—38 м, а в грабене увеличивается до 90 м (по отдельным скважинам мощность еще больше — до 200 м).

Озерные отложения, погребенные под верхнеплейстоценовой толщей, к югу от оз. Цаган-Нур состоят из супесчаных осадков мощностью до 65 м, между озерами Орок-Нур и Тацин-Цаган-Нур — из желтовато-бурых глин мощностью около 9 м.

Проллювиальные отложения развиты вдоль бортов впадин, особенно вдоль северного борта у подножия Южно-Хангайского плато, где они формируют самый высокий уровень

конусов выноса и фашиально замещаются аллювием. На юге, у подножия Гобийского Алтая, они слагают среднюю ступень конусов выноса, залегая гипсометрически ниже отложений свиты гошу. Это обломочно-песочные отложения, в которых есть валуны и глыбы. Для них характерна грубая параллельная, линзовидная, местами косая слоистость; мощности, по данным бурения, составляют 6,5—34 м.

Отложения верхнего плейстоцена широко распространены в центральной части Долиноозерской депрессии. Аллювиальные отложения слагают серию террас высотой 8—13 м в долинах крупных рек. В осевой части впадины они сливаются в аллювиально-дельтовую равнину, где представлены песками, гравийниками, серыми суглинками. Иногда в отложениях встречаются валуны. Мощность аллювия изменчива — от 7 до 80 м.

Озерные отложения в отличие от среднелейстоценовых развиты значительно шире: вокруг оз. Цаган-Нур, восточнее оз. Орок-Нур, по северному берегу оз. Тацин-Цаган-Нур. На поверхности озерных отложений сохранился первичный «озерный рельеф» с хорошо выраженными группами береговых валов, которые по сравнению с современными береговыми валами лишь несколько денудированы. Э. М. Мурзаев [1952] описал восточнее оз. Орок-Нур серию береговых валов высотой 9—17 м над урезом воды озера и террасовидные ступени высотой 50—60 м — следы двух наиболее высоких озерных уровней. Два высоких уровня наблюдаются и у оз. Цаган-Нур — это серия береговых валов на высотах 25 и 53 м над урезом воды озера (нижний участок долины р. Нарийн-Гол). Немецкими геологами установлена фашиальная связь этих озерных уровней с I и II надпойменными террасами р. Нарийн-Гол. Максимальные мощности озерных отложений достигают 53 м между озерами Орок-Нур и Тацин-Цаган-Нур и превышают 62 м вблизи оз. Цаган-Нур. Озерно-аллювиальные отложения слагают к западу от оз. Бон-Цаган-Нур плоскую пологонаклонную террасу на абсолютных отметках 1344—1400 м, т. е. на 31—87 м выше уреза воды озера. По данным бурения, мощность их составляет 5—34 м, а литологический состав отложений довольно пестрый: бурые супеси с примесью дресвы, щебня, гравия, с прослоями глин, песка и галечниковым горизонтом в основании толщи.

Для голоцена характерны аллювиальные, озерные и эоловые осадки. Аллювий формирует русла и поймы, причем на фоне общей тенденции уменьшения крупности обломков вниз по течению проявляются местные особенности строения толщи. Так, в долинах рек Байдарик и Туин-Гол аллювий преимущественно галечный и песчано-галечный, даже в низовьях (вблизи сомона Богд в дельте р. Туин-Гол) скважинами вскрыты серые, хорошо окатанные галечники и гравийники мощностью более 20 м. В низовьях рек Тацин-Гол и Нарийн-Гол преобладают суглинки и пески с прослоями гравийников; мощность их около 40 м. Следы последнего высокого положения уровня озер депрессии сохранились в виде пляжных полос и береговых валов. В составе озерных отложений преобладают глины, алевроиты, суглинки, пески; их максимальная мощность более 20 м.

Эоловые пески распространены в центральной части депрессии — там перевеивались озерные и аллювиальные отложения. Наиболее крупные массивы песков находятся на междуречье Байдарика и Нарийн-Гола, вокруг оз. Орок-Нур и по южному побережью оз. Тацин-Цаган-Нур. Преобладают бугристые, кучевые, частично закрепленные растительностью пески и барханные пески, мощность которых достигает 20—25 м.

## **ОБЛАСТЬ ВЫСОКИХ РАВНИН И ВПАДИН ВОСТОЧНОЙ И ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ**

Эта область включает территорию Восточной Монголии, Юго-Восточную, Среднюю и Заалтайскую Гоби. Отличительной особенностью этой огромной территории является ее относительная выровненность, что связано с более стабильной неотектонической обстановкой, чем в других частях страны. В новейшее время здесь как бы сохранялся режим эпиплатформенного развития: лишь отдельные среднегорные хребты, массивы

и разделяющие их впадины были затронуты новейшей активизацией. Особенно это относится к районам Заалтайской Гоби, где хребты Нэмэгэту, Алтан-Ула, Совэрэй и Тост-Ула возвышаются на 1000—1400 м над гобийским пенепленом.

Стратиграфия позднекайнозойских отложений области изучена крайне неравномерно. Лишь в Восточной Монголии имеются разрезы, охарактеризованные палинологическим, частично палеонтологическим материалом и ТЛ-датами. Стратиграфия гобийских районов строится главным образом на геоморфологических способах исследования; здесь мало палинологических данных, которые имеют пока рекогносцировочный уровень изучения материала и относятся к небольшим фрагментам общего разреза рыхлых отложений.

## ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ

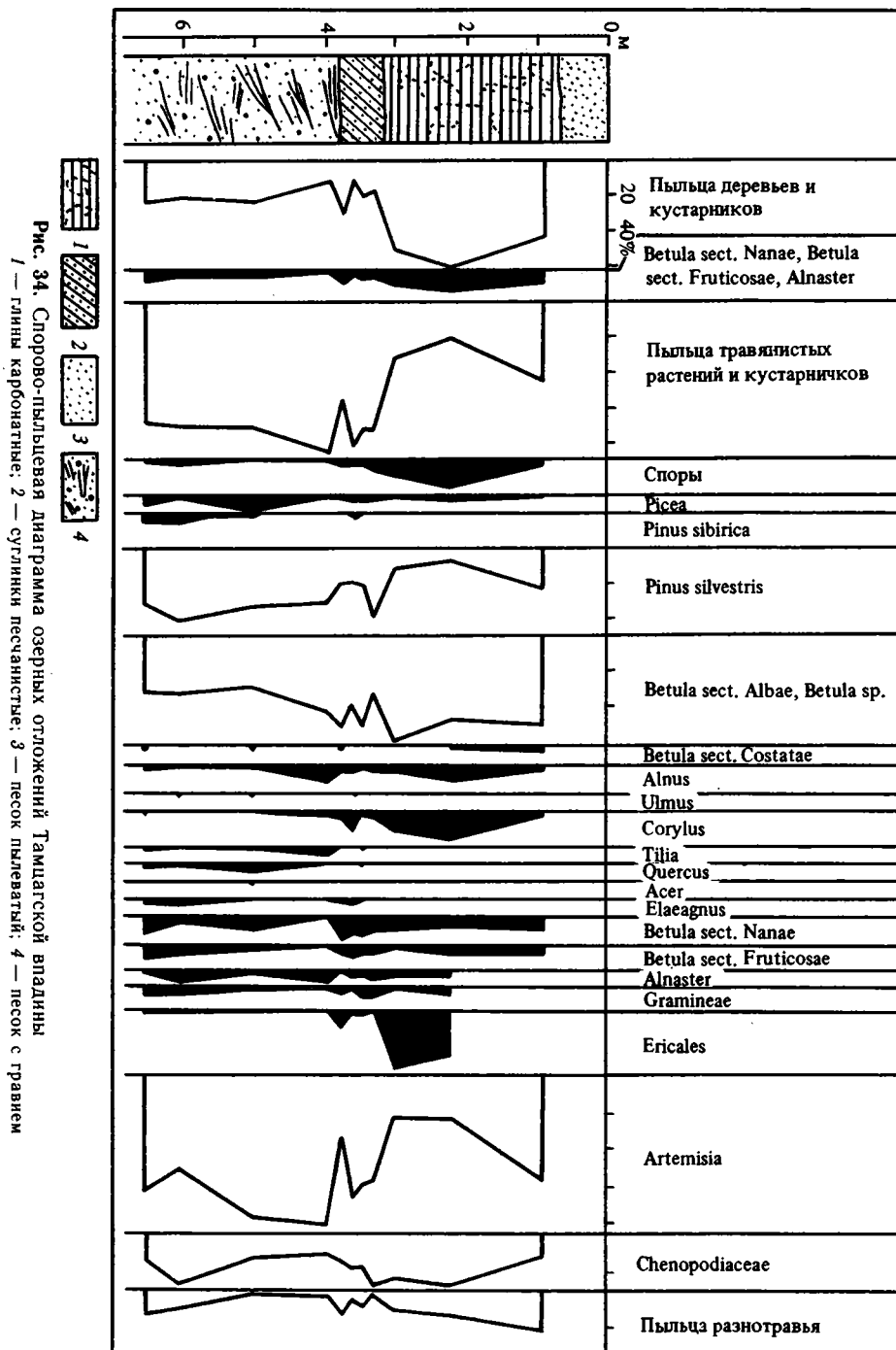
Материалы по плиоценовым и плейстоценовым отложениям ранее обобщены в ряде работ [Маринов, Хасин, 1947; Маринов, 1957; Геология..., 1973]. В последние годы появились новые данные о строении плейстоценового долинного комплекса отложений и его палинологическая характеристика, но систематизация этих данных пока не сделана. Их целесообразно рассмотреть по бассейнам трех рек района — Керулена, Ульдзы и Халхин-Гола.

Как показывают результаты геологической съемки в бассейне р. Керулен, отложения плиоцена известны по правому борту долины, где протягиваются примерно от сомона Баян-Мунх до г. Чойбалсан. Они слагают пологую равнину, на которую выносился обломочный материал со Среднехалхасской возвышенности. Осадочный покров мощностью более 60 м состоит из переслаивающихся, слабо сцементированных конгломератов, галечников, песков, красно-бурых и зеленовато-желтых известковистых глин с гравием и галькой; подобные толщи описаны также в Сухэбаторской, Чойбалсанской, Тамцагской впадинах [Геология..., 1973].

Отложения среднего плейстоцена широко распространены в Тамцагской впадине, где они слагают высокие аккумулятивные поверхности озерно-аллювиального генезиса, выполняют древние эрозионные впадины в депрессиях и долинах. На нижнем отрезке долины р. Керулен они формируют аллювиальную толщу 25—30-метровой террасы. Эти отложения образуют поверхность равнины между оз. Буир-Нур и хребтом Нукут-Дабан в пределах абсолютных высот 690—720 м. В рельефе равнины выражены цепочки остаточных озерных котловин, намечающих рисунок древней гидросети; они образуют бессточное Тамцаг-Булакское понижение. Переуглубления древнего рельефа заполнены озерными глинистыми осадками, мощность которых достигает 30 м, выше залегают песчано-гравийные осадки, мощность которых увеличивается в направлении к хребту Нукут-Дабан до 60 м. Разрез озерно-аллювиальных отложений изучен около сомона Тамцаг-Булак, где в борту эрозионной ложбины вскрываются (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Серый пылеватый песок . . . . .	1
2. Глина серо-зеленоватая, плотная, с пятнами карбонатного замещения до 10—30 см в диаметре, в центре которых конкреции . . . . .	3,2
3. Суглинок светло-серый опесчаненный . . . . .	0,6
4. Песок серый, желтовато-серый, разнозернистый, косослойный, прослоями ожелезненный . . . . .	2

Состав пыльцы и спор в отложениях разреза, находящегося в зоне сухих степей, оказался весьма разнообразным. В группе пыльцы дендрофлоры определены (рис. 34) *Picea*, *Pinus sibirica*, *R. silvestris*, *Betula sect. Costatae*, *B. sect. Albae*, *B. sect. Fruticosae*, *B. sect. Nanae*, *Alnus*, *Alnaster*, *Ulmus pumila*, *Ulmus sp.*, *Corylus cf. heterophylla*, *Corylus sp.*, *Tilia*, *Quercus*, *Acer*, *Elaeagnus*, *Crataegus*, *Salix*, *Ribes*. Следует отметить хорошо выраженный комплекс долинной растительности — ольху, лещину, вяз, лох, иву. В группе пыльцы разнотравья выражены лугово-лесные (*Ericales*, *Rumex*, *Valerianaceae*, *Geraniaceae*, *Polemoniaceae*, *Sanguisorba*), лугово-степные и степ-



ные группировки. Определены споры папоротников, в том числе лесной вид *Dryopteris spinulosa*, и плаунов (*Lycopodium clavatum*, *Lycopodium* sp.). Богатая пыльцевая флора отражает повышенную по сравнению с современной облесенность предгорий Большого Хингана, наличие лесной растительности в ныне безлесном массиве Нукут-Дабан, а также нормальный проточный режим постоянных в то время водотоков с долиной уремой.

В западной, периферической части Тамцагской впадины, в районе солончаков Курэй среднеплейстоценовые отложения формируют аккумулятивные поверхности, обрывающиеся к солончакам уступом высотой до 50 м (Чандамани и др.). В верхней части толщи наблюдается горизонтальное переслаивание песка, суглинка с галькой, гравийно-галечного материала. В отложениях много пыльцы обыкновенной сосны, определена пыльца березы, ели, ольхи, ольховника, вяза, лещины, лоха. Состав пыльцы травянистых растений отражает флору лугово-степных и степных сообществ. Нижняя часть толщи состоит из переслаивающихся гравийно-галечных горизонтов и разнозернистых ожелезненных песков. Здесь определена пыльца обыкновенной сосны, ели, березы, липы, граба, ореха, дуба, вяза, лещины. Пыльца разнотравья отражает состав лугово-степных сообществ (володушка, кровохлебка, шавель, лук, мордовник, виды сложноцветных, гвоздичных, маревых, злаков). Таким образом, в спектрах отражены лесная и лесостепная фазы и соответственно большая, чем теперь, влагообеспеченность.

В нижнем течении р. Керулен среднеплейстоценовые отложения обнажаются в обрывах 25—30-метровой аккумулятивной террасы. Палинологические материалы получены по двум разрезам — в районе г. Донгор и в 20 км ниже по течению, т. е. изучены разные горизонты древнего аллювия. Получены сходные результаты. И в песчано-галечном аллювии, и в глинистых прослоях содержится довольно много пыльцы дендрофлоры — 30—60%. Преобладает пыльца обыкновенной сосны, березы и ели; постоянно отмечается пыльца сибирской сосны, ольхи, ольховника, кустарниковых берез, лещины, вяза, липы и дуба.

Комплекс озерно-аллювиальных отложений на описанном участке их широкого развития, возможно, состоит из разновозрастных горизонтов, отвечающих главным образом фазам повышенной влажности и обводненности Восточной Монголии, так как немногочисленные пока данные освещают состав растительности именно таких этапов.

Отложения верхнего плейстоцена формируют в долине р. Керулен серию средних и низких террас, которые можно сгруппировать в три высотных уровня: 3—6-, 6—10- и 15—20-метровые. Ниже Чойбалсана можно наблюдать все три высотных уровня, но наиболее широко развит третий. Первый и второй уровни больше распространены на участке субширотного направления долины. Третий и второй террасовые уровни повсеместно сформированы песчаными толщами — на всю мощность, видимую в открытых обнажениях. Это преимущественно серо-желтые и серые неясно-горизонтально-слоистые средне- и разнозернистые рыхлые пески, включающие в прибортовых разрезах обломки, линзы дресвы и щебня. Поверхность террас в прибортовой части бывает осложнена мелкими аккумулятивными формами перевеянных песков, прорезана оврагами и ложбинами.

Палинологические материалы, характеризующие отложения 18—20-метровой террасы у сомона Идэрмэг и в районе Чойбалсана, приведены Л. В. Голубевой [1976]. Из них следует, что слабая облесенность увеличивалась до некоторых оптимальных ее характеристик, а затем опять снижалась. Кроме современных лесообразователей средней части этого бассейна — сосны и березы, отмечена пыльца липы, вяза и дуба (для интервала с оптимальной облесенностью). Состав пыльцы травянистых растений представлен широко распространенными семействами и родами (полынь, эфедра, маревые, злаки). В соответствии с этими данными формирование вскрытых частей разрезов песчаной толщи следует связывать с возрастанием влагообеспеченности и максимальной увлажненностью, а в горах этому периоду, возможно, соответствовало оледенение (зырянское). Верхняя часть разреза накапливалась в период спада увлажнения и перестройки растительности в сторону остепнения.



Второй аккумулятивный уровень в долине также формировался при изменявшемся климатическом режиме. Так, песчаные осадки 8—10-метровой террасы у сомона Идэрмэг накапливались одновременно с уменьшением влагообеспеченности [Голубева, 1976]. Пески 6—7-метровой террасы вблизи сомона Баян-Мунх имеют иную палинологическую характеристику: в них содержится до 50% пыльцы дендрофлоры — свидетельство существенной облесенности предгорий. Преобладает пыльца обыкновенной сосны и березы; определена пыльца ели, сибирской сосны, кустарниковых берез, ольхи, ольховника, ивы, вяза, липы, дуба. Этот влажный и относительно прохладный период, который можно связывать с сартанским временем, в зоне современных степей был благоприятным для расселения микротермных широколиственных пород, спускавшихся вместе со смешанными лесами с более верхних уровней гор на уровни низких предгорий Хэнтэя по мере возрастания увлажнения. Интересно отметить, что режим оптимального для степей увлажнения улавливается в пыльцевых спектрах из аллювия сартанского времени даже на большом удалении от Хэнтэя — на участке долины у сомона Идэрмэг. В соответствии с абсолютной датировкой по  $^{14}\text{C}$  — около 20 тыс. лет — палинологические данные [Голубева, 1976] с полной очевидностью указывают на совпадение повышенной облесенности ныне степных районов с импульсом увлажнения во время сартанского оледенения гор.

Необходимо отметить, что, используя некоторые фактические материалы, опубликованные Л. В. Голубевой, мы тем не менее не можем согласиться с мнением их автора о соответствии «безлесных» пыльцевых спектров из отложений современной степной зоны холодным сухим периодам второй половины оледенений. Флористически эти пыльцевые спектры близки к спектрам современного аллювия степной зоны (см. гл. 2), в которых обычно преобладает пыльца полыни, маревых, сложноцветных, злаков. Фактически при небольшом содержании в спектрах пыльцы дендрофлоры можно говорить лишь об усилении процесса остепнения, но о «суровости» климатического режима в данном случае судить нельзя. В то же время, когда по пыльце намечается смена фаз растительности или тенденция ее изменения снизу вверх по разрезу, обычно наблюдаются следующие соотношения. «Безлесным» пыльцевым спектрам предшествуют «лесные», «лесные» спектры сменяют «безлесные», и тогда наряду с появлением пыльцы обычных компонентов дендрофлоры — сосны, березы, ели, лиственницы всегда появляется и пыльца широколиственного комплекса (лещина, вяз, ольха, липа, иногда дуб). Понятно, что появление всей этой пыльцы в аллювии степной зоны означает расселение лесов на все более низкие уровни гор и предгорий как следствие некоторого снижения летнего температурного фона и повышения увлажненности как в горах, так и в полосе степей. Обратный процесс — сокращение облесенности, т. е. снижение доли пыльцы дендрофлоры в отложениях того же района, — происходил не из-за наступления холодного — сухого режима (вероятность проявления которого, кстати, следует доказывать флористически на ином таксономическом уровне, чем это обычно делается), а в результате повышения общей теплообеспеченности. Относительная аридизация приводила к обратной миграции лесов в горы. Если бы в степной зоне в конце оледенений наступали холодные сухие режимы, то в горных районах, где, как известно, есть следы оледенений, в это время должно было быть еще прохладней. В этом случае широколиственные породы не могли бы совершать неоднократные миграции «горы—предгорья», как это видно из палинологических материалов не только восточного, но и других районов страны.

Отложения голоцена формируют два хорошо выраженных уровня поймы в главной долине. Как показали палинологические материалы, к ним следует отнести аллювий низкой террасы, фрагменты которой обычно пространственно связаны с пойменными уровнями, а высота (2,5—4 м) немного превышает последние. На правом берегу долины в 10 км выше Ундур-Хана развиты все три голоценовых уровня. Низкая терраса имеет здесь высоту 3,5—3,8 м и следующее строение (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Супесь буроватая, карбонатная . . . . .	0,7
2. Песок желтовато-серый, разнoзернистый, с дресвой, щебнем и гравием . . . . .	0,5

3. Песок среднезернистый, с линзами разнозернистого песка и серого суглинка, горизонтально-слоистый, карбонатный	1,1
4. Песок разнозернистый, с гравием и галькой	1,4

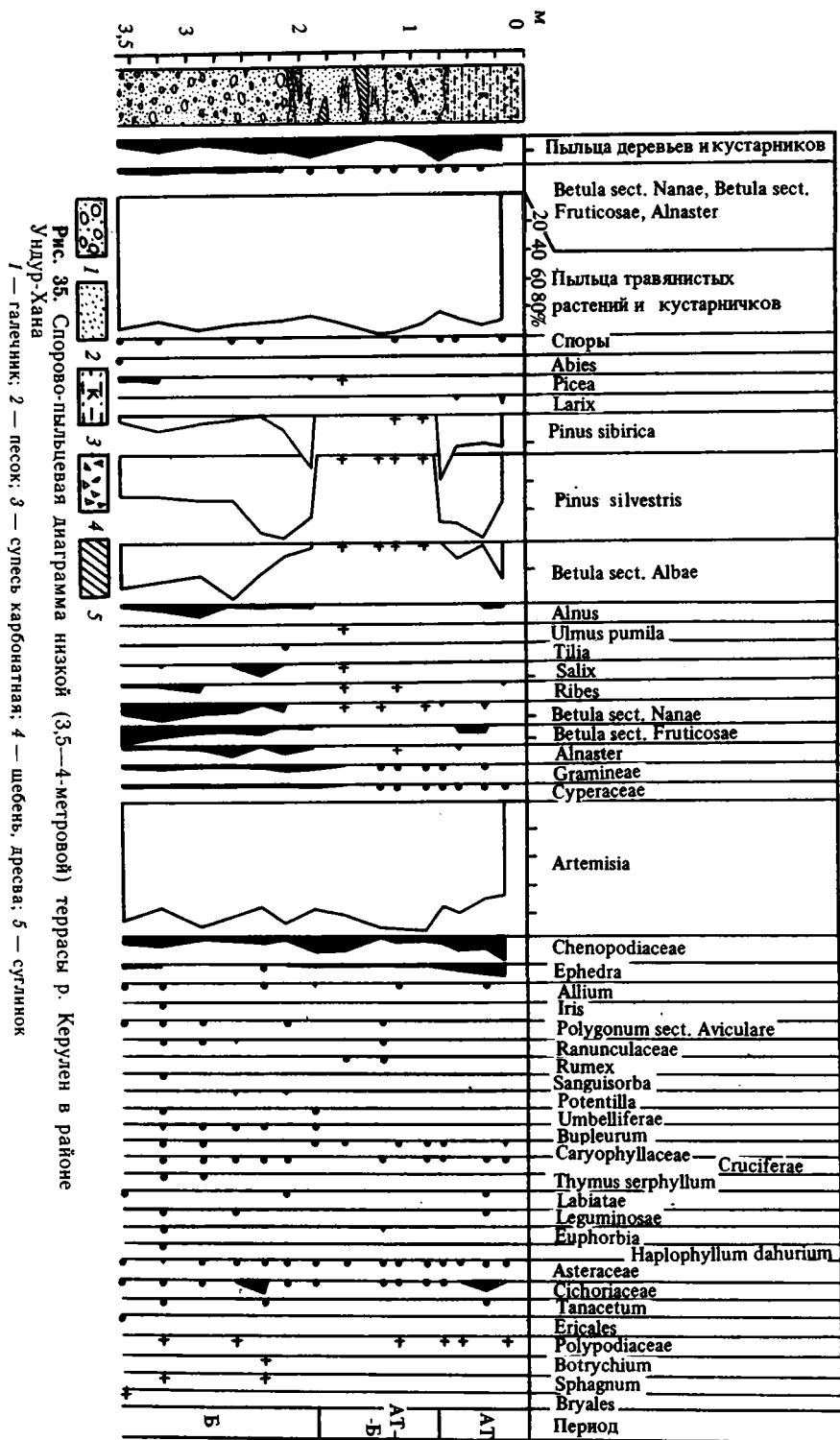
Содержание пыльцы древесных растений в аллювии постоянно низкое с минимумом в отложениях слоя 3 (рис. 35), однако по изменению таксономического состава и соотношений пыльцы в этой группе можно выделить три горизонта. Формирование галечников русловой фации (нижний горизонт) проходило при относительно пониженной облесенности предгорий, сократившейся до минимума во время накопления песков (средний горизонт). Затем активизировалось расселение лесов, начальный этап которого запечатлен в верхнем горизонте (слои 1 и 2). В разрезе отражена смена климатических режимов: сокращение увлажненности, ее минимум (относительно сухо и тепло) и начало новой фазы увлажнения. Последняя фаза продолжалась во время накопления низов аллювия высокой поймы (рис. 36). Оптимальный для лесной растительности режим тепло- и влагообеспеченности удерживался до начала накопления тонкослоистых песков средней части разреза высокой поймы. На диаграмме хорошо выражены фаза березовых лесов, участие в растительности ольхи, липы, лещины, долинного вяза. Выше по разрезу хорошим «репером» — показателем изменения климатического режима в сторону некоторого снижения теплообеспеченности — является участок диаграммы с повышенным содержанием спор разнообразного состава. Это говорит о новых преобразованиях растительности — расселении хвойных лесов, последнем в голоцене существенном (улавливаемом в пыльцевых спектрах степной зоны) понижении нижней границы лесного пояса. С завершением этой фазы произошло вымирание широколиственного комплекса. При формировании низкого уровня поймы соотношения компонентов пыльцевых спектров постепенно приближались к характеристикам, свойственным спектрам современного аллювия на данном участке долины (см. рис. 36).

В отложениях высокой поймы р. Керулен вблизи сомона Керулен, т. е. значительно ближе к отрогам Хэнтэя, также выражены аналогичные фазы изменения растительности бассейна (рис. 37). Их отражение на диаграмме несколько отличается от предыдущего распределения. Отличия связаны с более близким расположением лесных массивов. Так, «маркирующий» горизонт с повышенным содержанием спор выражен определеннее. Установлено присутствие пыльцы лиственницы. Фаза березы не выражена, что можно объяснить положением разреза выше того уровня предгорий, на котором в то время расселялась береза. Поэтому на диаграмме прослеживается в основном развитие хвойных лесов.

Таким образом, низкая голоценовая терраса формировалась на протяжении бореального и начала атлантического периодов. В течение второй половины атлантического и всего суббореального периодов формировалась основная, видимая часть разрезов высокой поймы. Самая верхняя, приповерхностная часть высокой поймы и низкая пойма образовались в субатлантическом периоде. Изменения растительности в голоцене были, следовательно, неоднократными, а этап преимущественного развития лесов охватывал вторую половину атлантического периода и суббореальный период.

В долине р. Ульдзя плейстоценовый террасовый комплекс состоит из трех уровней. Песчаная толща, формирующая 17—20-метровый уровень в низовьях долины, сложена однородными желтоватыми неясно-горизонтально-слоистыми песками с тонкими прослоями и линзами гравия, грубозернистого песка, супеси. Пески 8—12-метрового уровня, который развит на среднем участке долины, состоят из монотонно чередующихся прослоев серого и желтоватого среднезернистого песка с линзами гравия, крупнозернистого песка; характерно ожелезнение в виде пятен и прокрашивания по контакту слоев. Участками на большом протяжении долины прослеживается низкий, 2,5—5-метровый уровень террасы.

В отложениях всех террасовых уровней преобладает пыльца травянистых растений. В аллювии верхней и средней террас это совокупность пыльцы представителей широко распространенных семейств — маревых и сложноцветных, полыни; степных группиро-



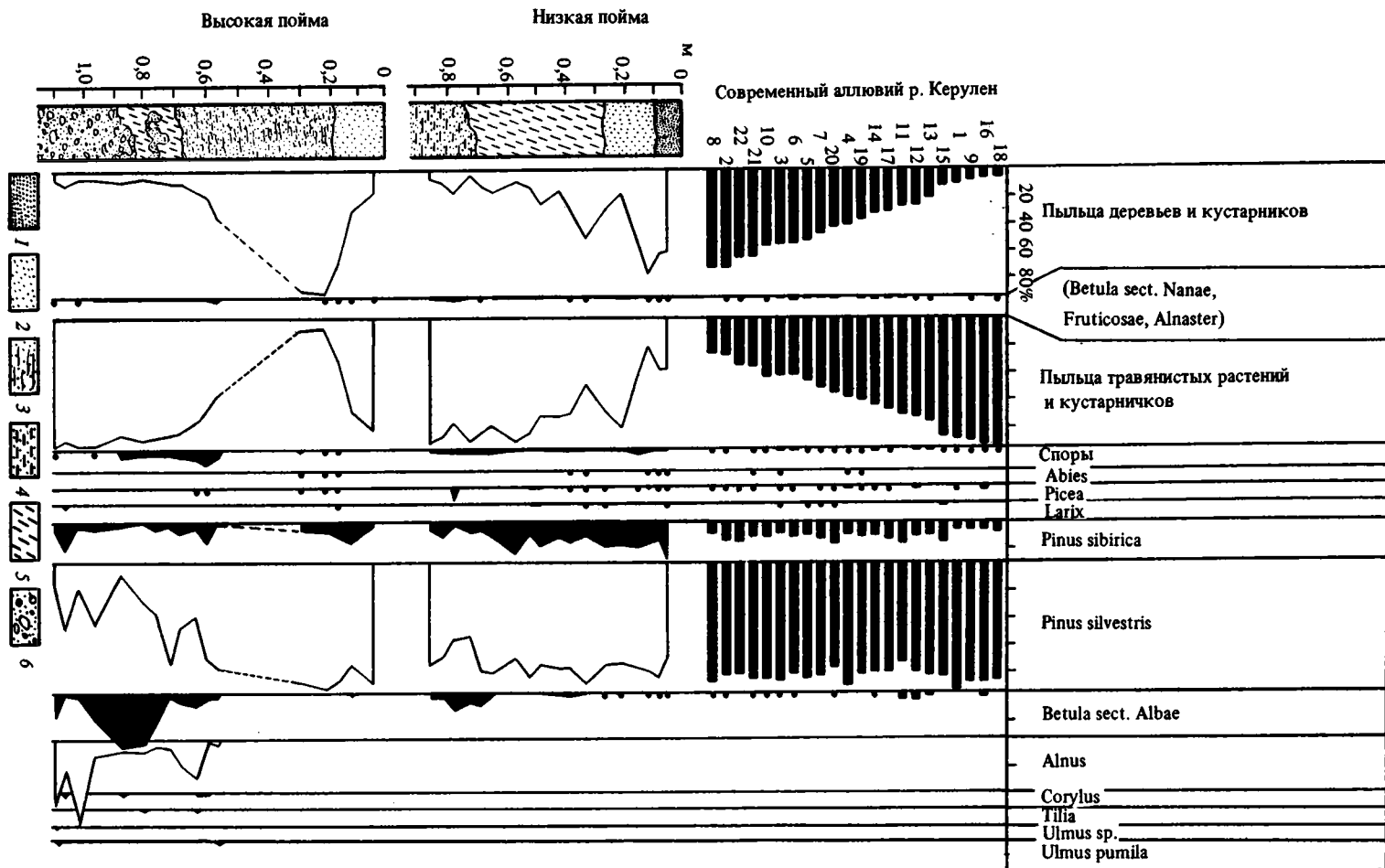
вок — *Naplophyllum dahuricum*, *Scabiosa*, *Tanacetum*, *Centaurea*, *Vupleurum*. В группе пыльцы дендрофлоры преобладает пыльца обыкновенной сосны, отмечена пыльца ели, древовидной и кустарниковых берез, ольхи, ольховника. Споры встречаются единично. Подобное сочетание пыльцы может характеризовать лесостепной и степной типы растительности относительно сухих периодов межледниковий (казанцевского и каргинского?). В аллювии низкой террасы, кроме пыльцы травянистых растений (полыни, маревых, злаков, сложноцветных, осок, иногда эфедры), много спор папоротников, в том числе *Pteridium aquilinum*, *Polypodium virginianum*, *Athyrium filix-femina*, *Botrychium*, *Lycopodium clavatum*. Древесной пыльцы очень мало (обыкновенная сосна, ольха, ольховник, береза). Несмотря на обедненность пыльцой дендрофлоры, связывать такие спорово-пыльцевые спектры с безлесными ландшафтами было бы неправильно, так как есть косвенные признаки участия в составе растительности лесных формаций — лесных видов споровых растений, кустарников. Мы предполагаем, что в бассейне были распространены лиственничники, от которых сохранилась неполная палинологическая информация, поскольку в спектрах не обнаружена пыльца лиственницы. Увеличение облесенности, происходившее, очевидно, в верхней части бассейна, могло быть следствием относительно прохладного режима конца позднего плейстоцена — начала голоцена. В отложениях высокой поймы (также в нижнем течении реки), где очень выразительно представлены такие же структуры «безлесных» спорово-пыльцевых спектров, они уже без сомнения расшифровываются как лесные (рис. 38). Начало накопления пойменного аллювия было для растительности бассейна «переходным» периодом, когда сообщества перестраивались по мере наступления более прохладного суббореального режима. Такие этапы в жизни растительных сообществ можно заметить и по диаграммам разрезов высоких пойм других долин. В спектрах они выражены как аномально высокие содержания спор и пыльцы эфедры, иногда сложноцветных. Это является свидетельством активизации пионерных группировок, занимающих при перестройках структуры растительного покрова определенные экологические «щели», особенно при расселении лиственницы при ее «наступлении» на степь. В разрезе высокой поймы отмечена пыльца лиственницы. Косвенные признаки, говорящие о распространении в бассейне лесов, также налицо: пыльца кустарниковых берез, ольховника, смородины, вересковых и лугово-лесных растений — лютика, валериановых, кипрейных, гераниевых. Переход от суббореального периода к субатлантическому отчетливо виден в верхней части разреза высокой поймы (см. рис. 38) по резкому изменению соотношений пыльцы и спор по группам общего состава (древесные — травянистые — споры). Низкая пойма формировалась в субатлантическое время — в фазу относительной аридизации и сокращения облесенности вместе с деградацией некоторых типов лесных сообществ. Это было время расчленения обыкновенной сосны и остепнения бассейна.

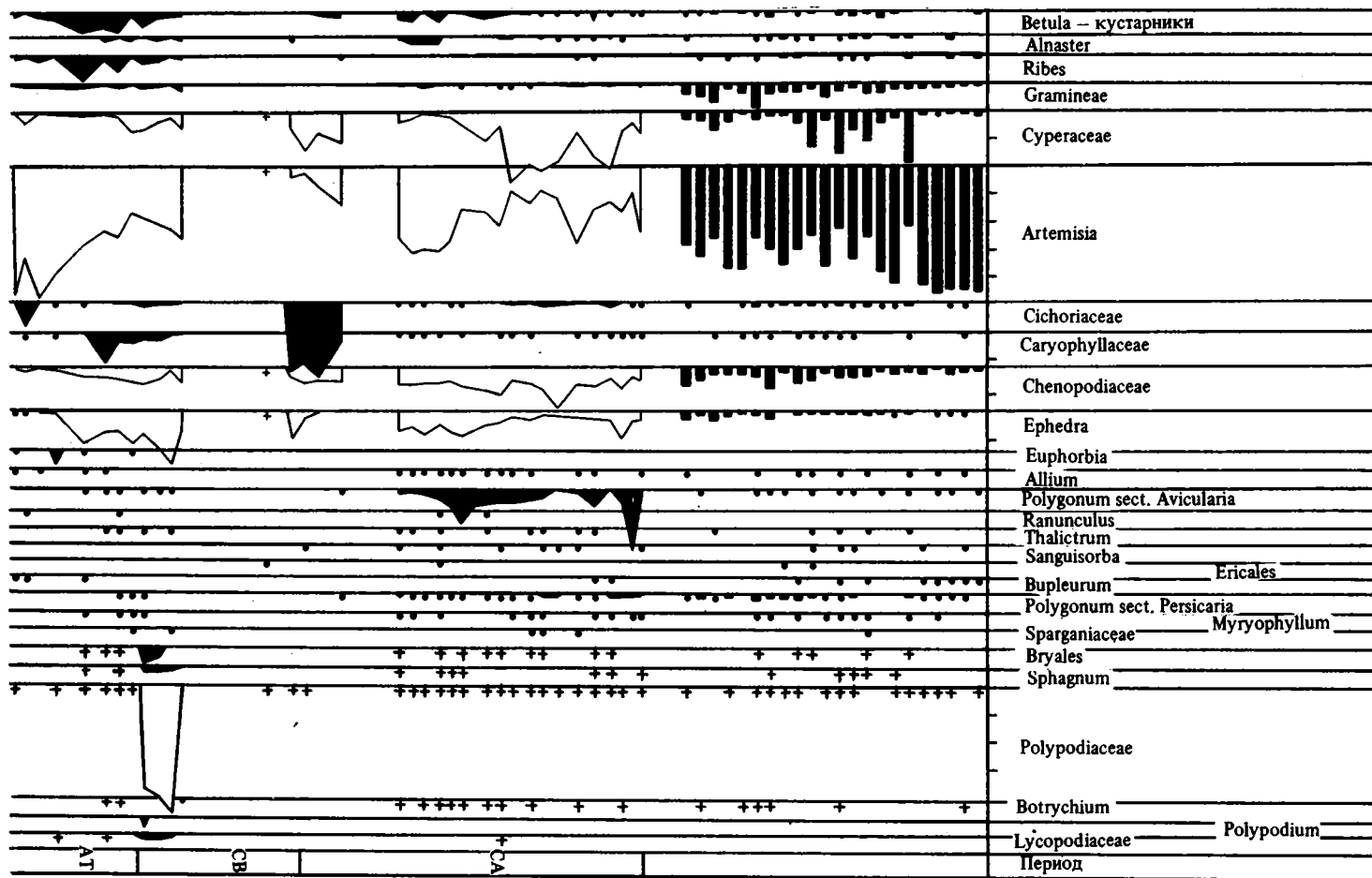
Для бассейна р. Ульдзя характерны многочисленные небольшие остаточные озера, приуроченные к абсолютным высотам 600—650 м. В бортах озерных котловин вскрываются древние озерные отложения — глины, суглинки, пески, что говорит о неоднократных колебаниях уровня водоемов. Одним из таких плейстоценовых озер, где видны следы регрессивных и трансгрессивных стадий, является проточное озеро Дуро-Нур в нижнем течении р. Ульдзя. Восточный берег озера — это озерная аккумулятивная равнина со следами древних береговых валов. Местами она обрывается к озеру 6—8-метровым уступом, в котором обнажены озерные отложения.

Базальный слой крупнозернистого песка залегает на палеозойских сланцах и продуктах выветривания по этим породам. Выше лежит монолитный слой белесовато-желтого карбонатного пылеватого песка с гравием и щебнем мощностью 2,6 м. ТЛ-дата  $91 \pm 11$  тыс.

Рис. 36. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений низкой, высокой поймы р. Керулен и выборки современного аллювия (Керулен-2) в районе Ундур-Хана

1 — песок тонкозернистый; 2 — песок среднезернистый; 3 — супесь; 4 — песок глинистый; 5 — суглинок; 6 — песок с гравием и галькой





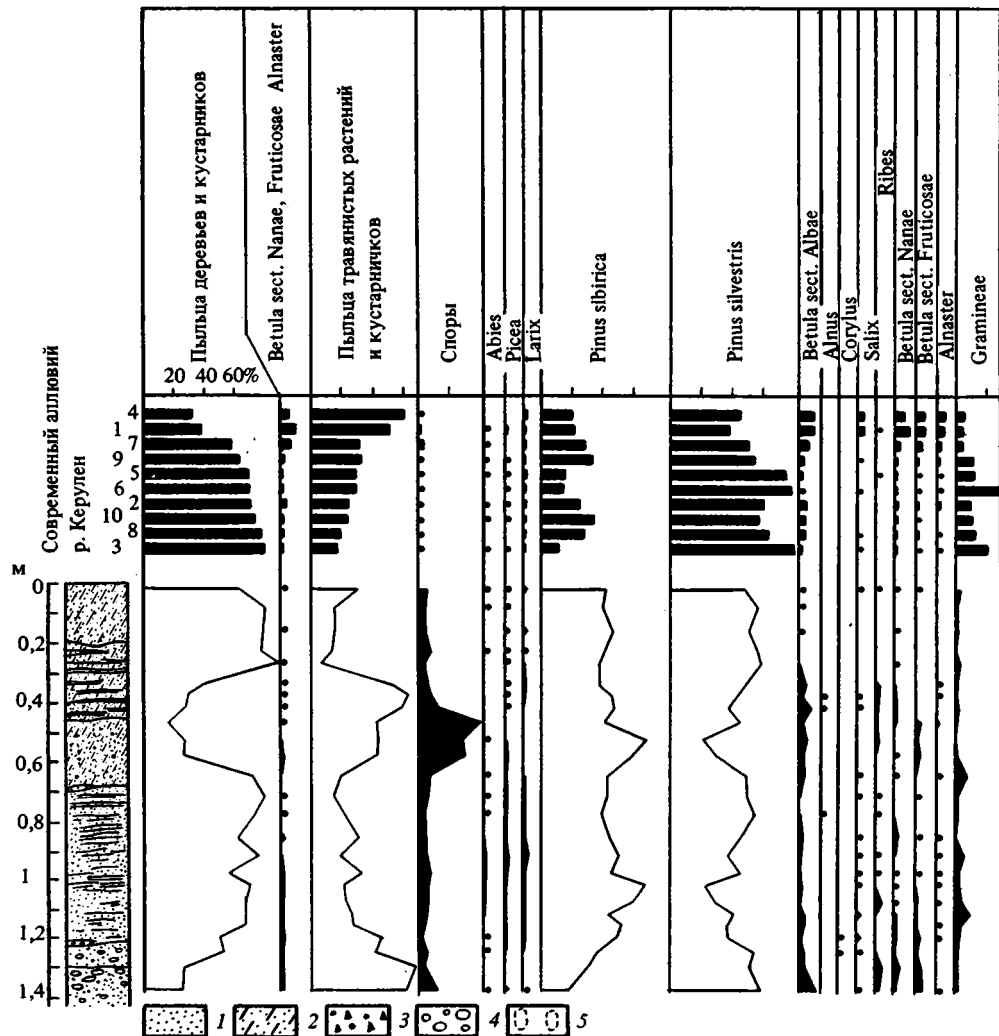
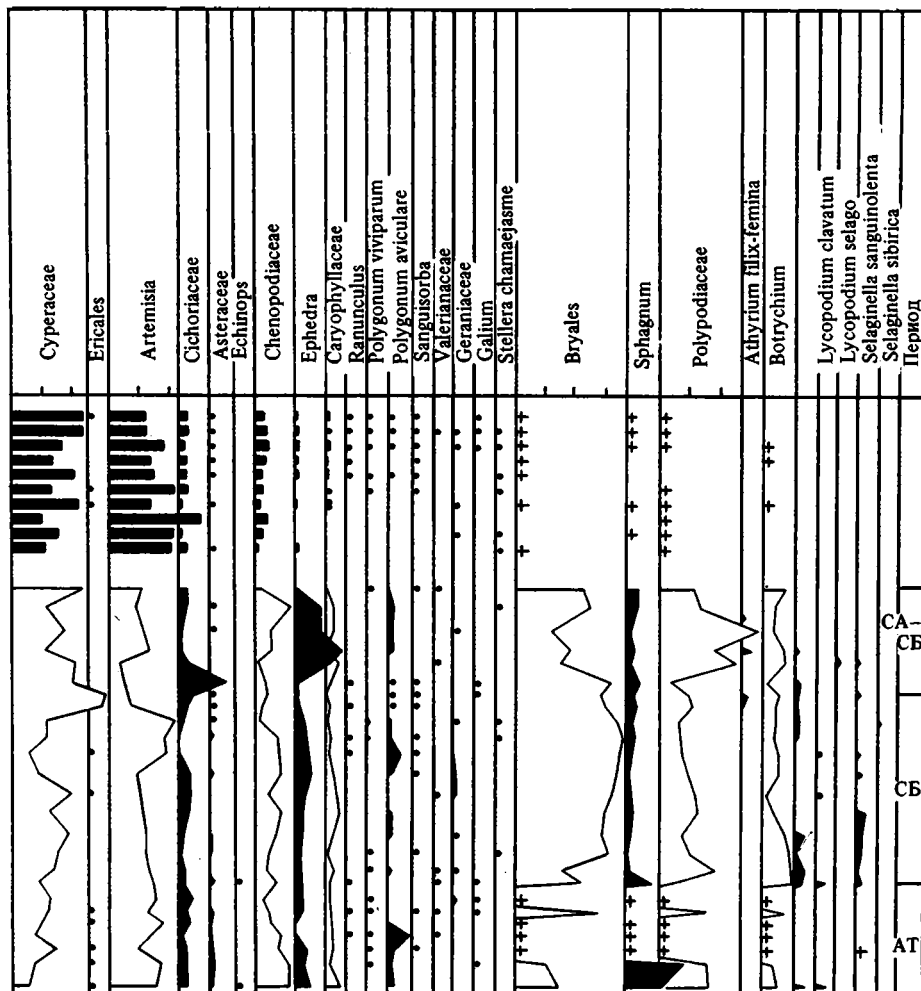


Рис. 37. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений высокой поймы р. Керулен и выборки современного аллювия (Керулен-1) у сомона Керулен

1 — песок; 2 — супесь; 3 — гравий, дресва; 4 — галька; 5 — ожелезнение в виде затеков

лет. Из нижней части слоя Я. И. Старобогатовым определена малакофауна *Euglesa* (*Cyclocalyx*) sp. nov. (= *Pisidium obtusale* J. Pf., s. lato), *Euglesa* (*Arctoeuglesa*) sp. nov. (= *Pisidium liljeborgy* Cless., s. lato). Выше залегает плотная горизонтально-слоистая супесь с тонкими прослоями крупнозернистого песка мощностью 1,7 м. ТЛ-дата  $26 \pm 4$  тыс. лет. Из средней части слоя С. М. Поповой определена малакофауна *Lymnaea lagotis* (Schrank), *Lymnaea eversa*? Martens (= *L. ex gr. ovata*) (Drap.), *Anisus* (*Gyraulus*) *acronicus* (Fer.), *Anisus* (*Gyraulus*) *ex gr. baicalensis* (B. Dyb.), *Euglesa* (*Casertiana*) *ex gr. casertana* (Poli). Выше супеси с малакофауной залегает слой разнозернистого, переходящего в пылеватый песка мощностью 1,2 м.

В нижнем горизонте определены два новых вида из семейства пизидинд, близких к известным в Сибири, в верхнем горизонте — только современные моллюски. Различие



в систематическом составе моллюсков объясняется разными условиями обитания: более древний комплекс обитал в отчетливо проточном водоеме, а виды из верхнего комплекса обычны для мелководных, плохо аэрируемых водоемов [Малева и др., 1982].

По палинологическим данным отложения четко разделяются на два горизонта. Нижний характеризуется обилием пыльцы древесно-кустарниковой растительности, включающей представителей долинных лесов — ольхи, лещины, вяза (рис. 39). Отражены условия повышенной по сравнению с современной влагообеспеченности какой-то части «прохладного» этапа первой половины позднего плейстоцена. В отложениях верхнего горизонта состав дендрофлоры беднее, преобладает пыльца травянистых растений, разнообразна группа спор (виды папоротников, сфагновых мхов, гроздовника, плаунов, селягинеллы). Лесная фаза в растительности бассейна здесь, несомненно, проявилась и соответствовала периоду относительно прохладному, с ограниченным режимом влагообеспеченности, но без эффекта аридизации, так как температурный фон был понижен относительно современного. В верхней части разреза намечается переход к следующей, более теплой (суховатой) климатической фазе: исчезла пыльца кустарниковых берез, ольховника, возросла доля эфедры, почти нет спор. Таким образом, палинологические материалы по разным фрагментам верхнеплейстоценового разреза



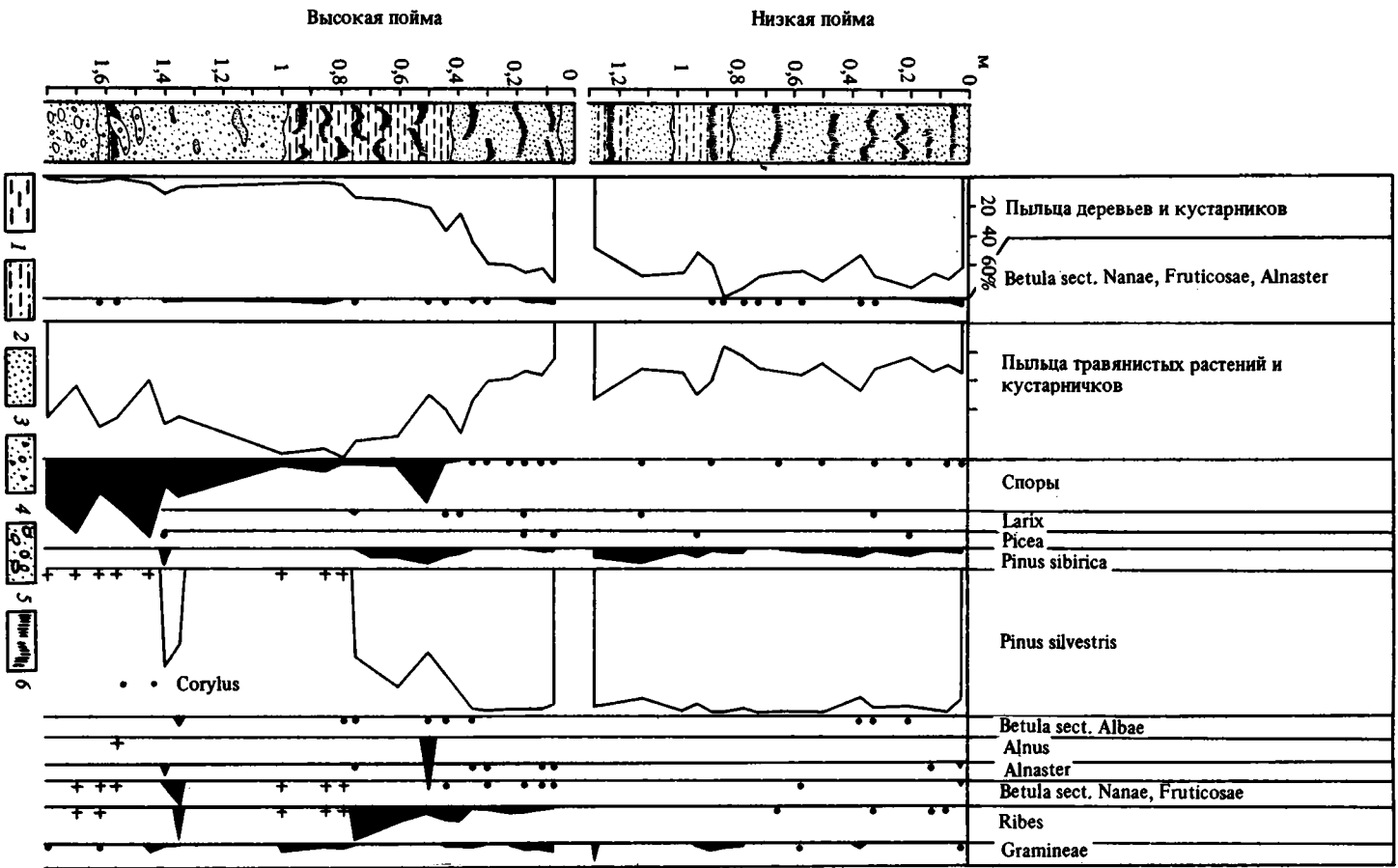
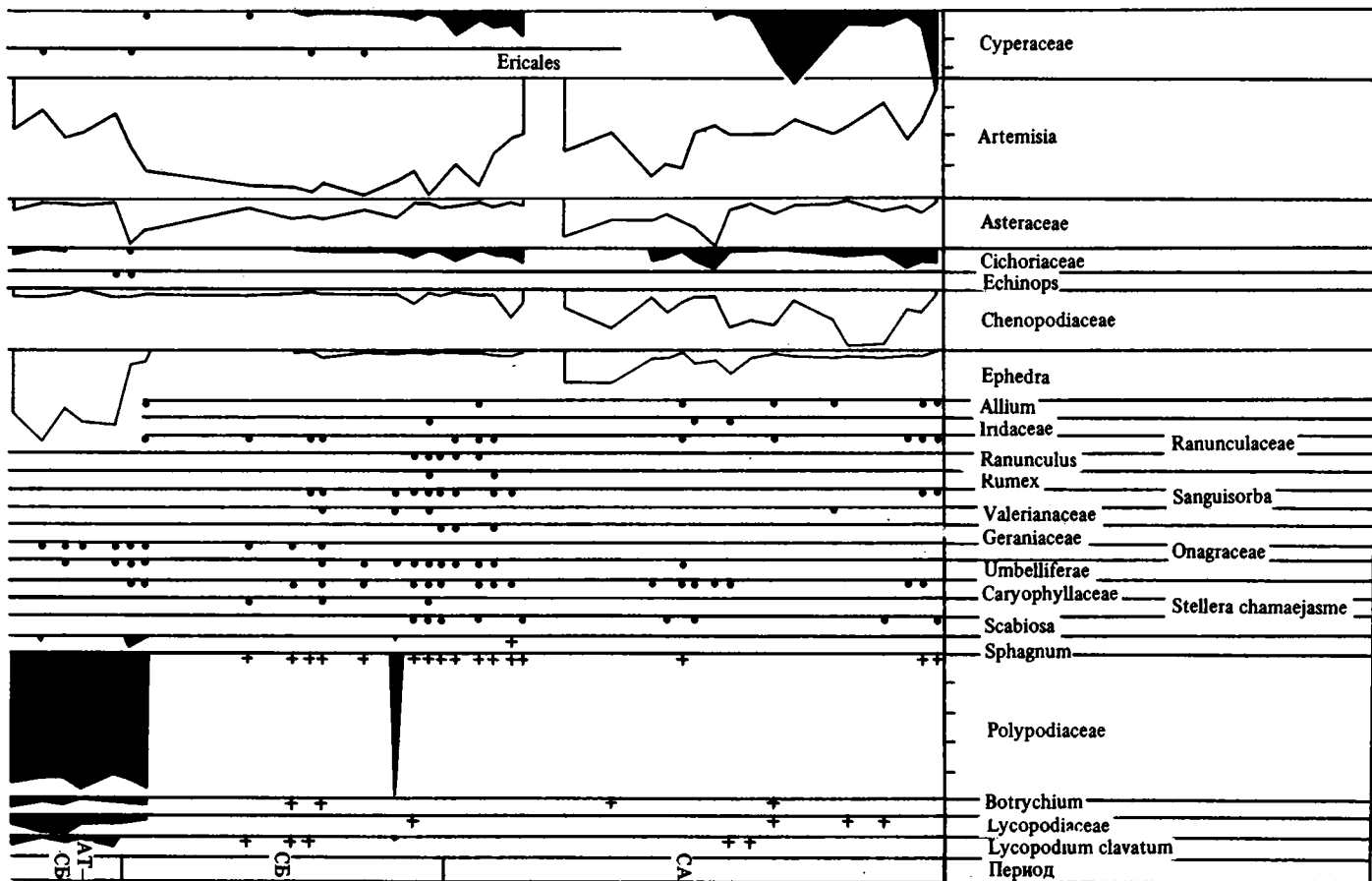
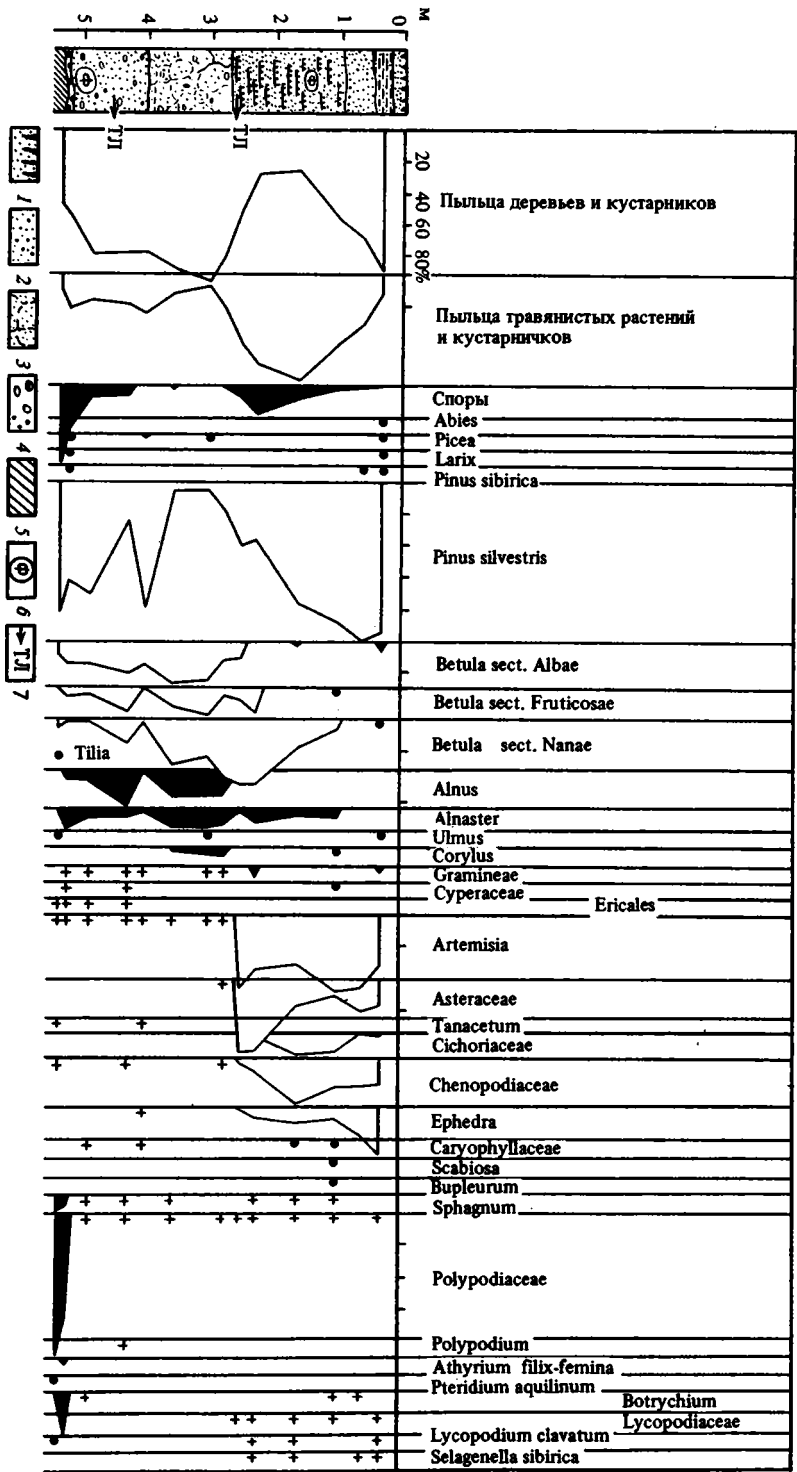
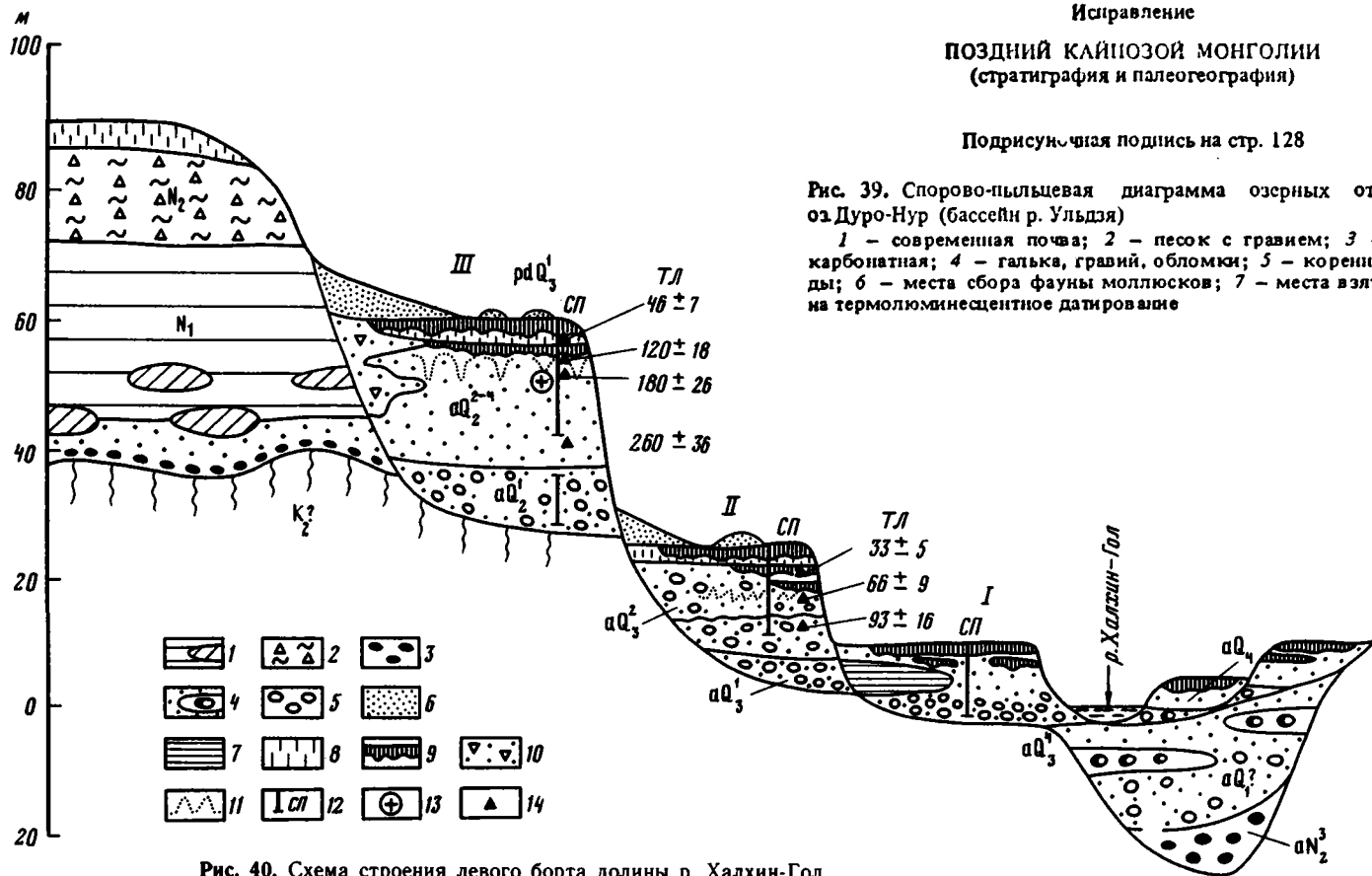


Рис. 38. Сторово-пыльцевая диаграмма низкой и высокой пойм р. Ульдыя в нижнем течении  
 1 — сугль; 2 — глинистый песок; 3 — песок тонкозернистый; 4 — песок разномзернистый; 5 — галеч-  
 ник; 6 — гумусированность







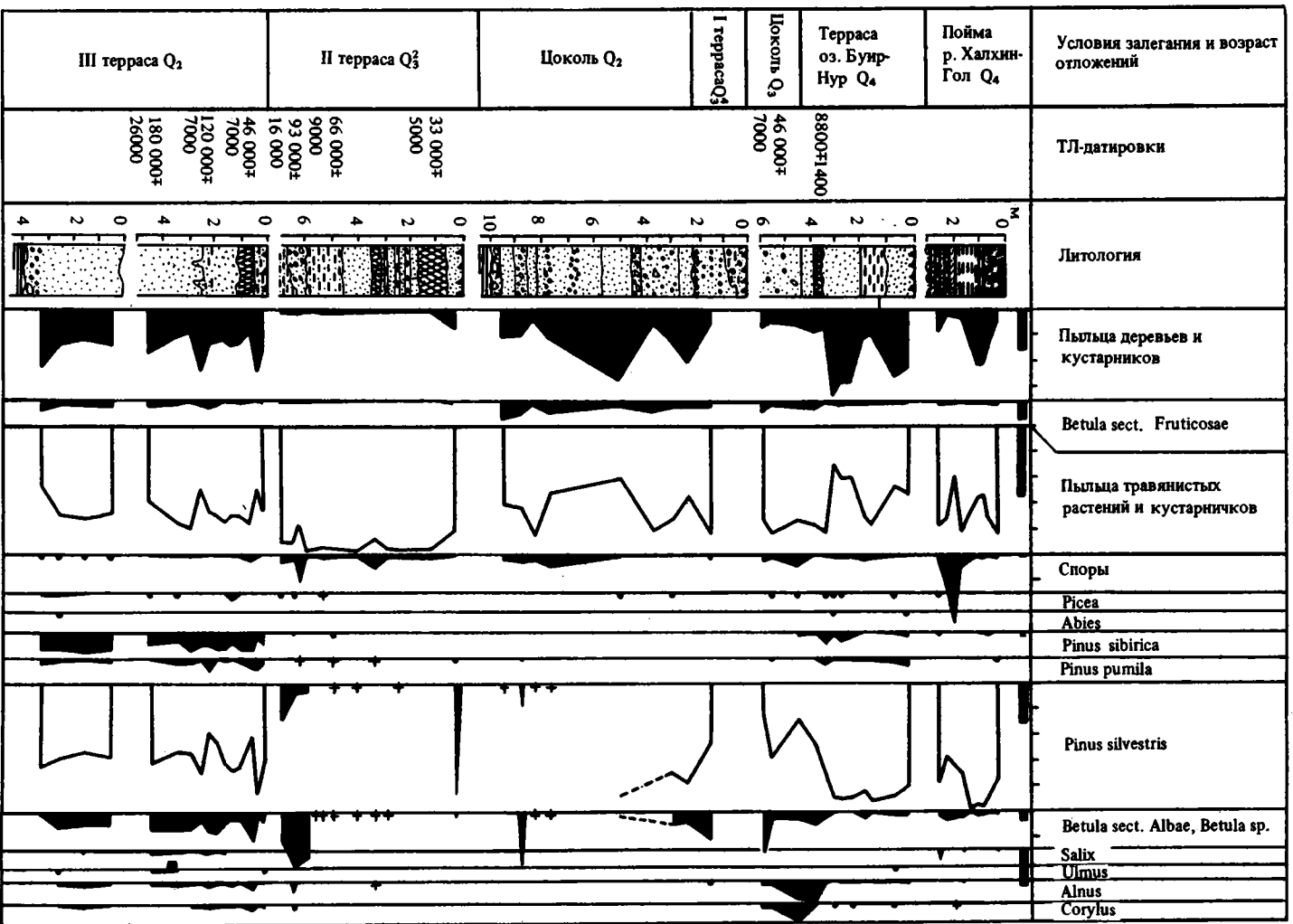
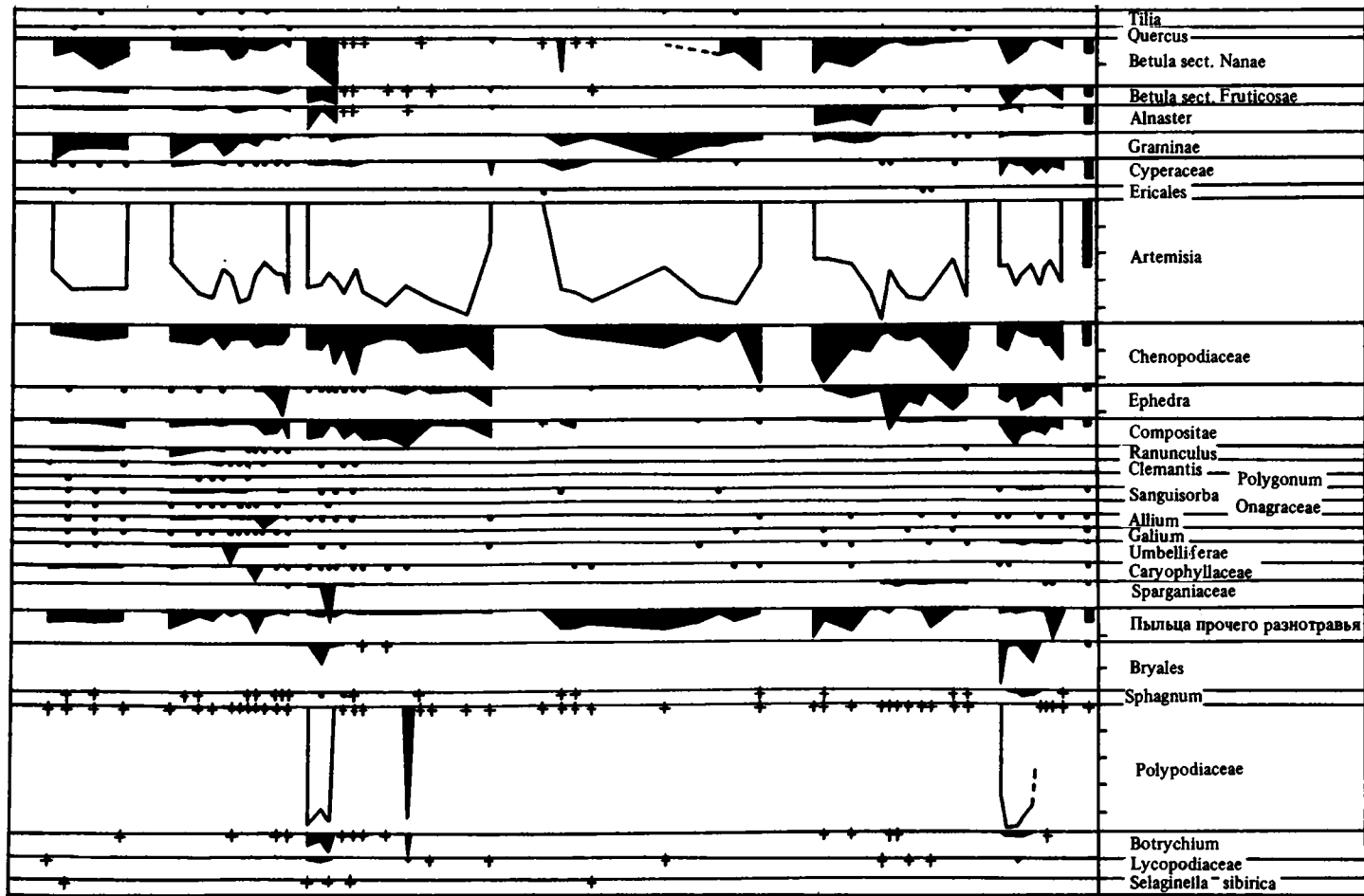


Рис. 41. Спорово-пыльцевые диаграммы отложений террас р. Халхин-Гол и оз. Буир-Нур  
 1 — современная почва; 2 — погребенная почва; 3 — суглинок; 4 — супесь; 5 — песок; 6 — галечник;  
 7 — щебень; дрова; 8 — глина



в долинах рек Керулен и Ульдзя не подтвердили представлений о развитии в «ледниковые» отрезки времени специфических безлесных сообществ типа «холодных степей» как свидетельства одновременности процессов похолодания и аридизации ландшафтов высоких равнин и предгорий [Голубева, 1976, 1978].

Изучение отложений террасового комплекса в долине р. Халхин-Гол также дает вполне определенную картину изменения растительности, отражающую чередование фаз облесенности в относительно прохладные и остепенения — в теплые суховатые периоды.

Строение террас в долине р. Халхин-Гол изучено на участке среднего течения реки (рис. 40). Долина имеет здесь асимметричное строение: вдоль высокого левого берега прослеживаются верхний и средний террасовые уровни, на пологом правом берегу развита низкая терраса, местами перекрытая с поверхности эоловыми песками. Коренные породы бортов долины представлены песчаниками и конгломератами верхнего мела, песчано-глинистыми отложениями неогена мощностью до 40 м, на которых по левому борту долины залегают делювиально-пролювиальные суглинки, которые относят к плиоцену.

Верхний террасовый уровень имеет высоту до 45—50 м, общая мощность аллювия 20—25 м. В уступе террасы на левом берегу вблизи памятника яковлевцам вскрываются (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Суглинок гумусированный (почва) . . . . .	0,2
2. Песок пылеватый, эоловый . . . . .	0,3
3. Суглинок гумусированный, плотный, с расплывчатой нижней границей — ископаемая почва. ТЛ-дата 46 ± 7 тыс. лет . . . . .	1,2
4. Супесь лёссовидная, карбонатизированная. ТЛ-дата 120 ± 17 тыс. лет . . . . .	1,7
5. Песок серый, тонкозернистый, неясно-горизонтально-слоистый, с деформациями слоев по кровле. ТЛ-дата 180 ± 26 тыс. лет . . . . .	2
6. Песок светло-серый, разнозернистый, с прослоями гравия, с галькой в основании слоя. ТЛ-дата 260 ± 36 тыс. лет . . . . .	10

Из лёссовидных суглинков слоя 4 и песков слоя 5 определены кости *Equus sp.*, *Bison priscus longicornis*, *Bos sp.*, *Rhinoceros sp.*

В песчаной толще ниже погребенной почвы состав пыльцы и спор отличается разнообразием (рис. 41). Наряду с пылью хвойных растений достаточно полно представлен комплекс лиственных пород, включающий виды берез, ольху, ольховник, лещину, вяз, липу, дуб, клен; из разнотравья большая часть таксонов относится к представителям лугово-степных и степных сообществ (*Sanguisorba*, *Galium*, *Convolvulus*, *Scabiosa*, *Tanacetum*, *Echinops*, *Bupleurum*, *Pulsatilla*, *Stellera chamaejasme*), лугово-лесным сообществам (*Ranunculus*, *Rumex*, *Onagraceae*, *Valerianaceae*, *Urticaceae*, *Ericales*), а также к широко распространенным семействам и родам (маревые, сложноцветные, полынь, злаки). Разнообразный состав пыльцы отражает распространение в ныне степных низких предгорьях Большого Хингана формаций «теплой» лесостепи и долинных лесов, т. е. пыльцевая флора соответствует умеренно теплому и более влажному, чем современный, климатическому режиму.

Песчаные отложения, сходные с описанными выше, формируют ложный плотик для осадков более низких террас, например 12-метровой (на рис. 41 показаны как цоколь Q<sub>2</sub>). Эти отложения — свидетельство этапа аккумуляции, происходившего в течение относительно сухой климатической фазы: они обогащены пылью травянистых растений лугово-степных и степных ассоциаций, состав пыльцы дендрофлоры бедный.

Отложения 20—25-метрового уровня имеют следующее строение и состав (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Супесь гумусированная . . . . .	0,2
2. Песок желтый, тонкозернистый, с гравием . . . . .	0,5

	Мощность, м
3. Супесь темно-бурая (древняя почва). ТЛ-дата $33 \pm 5$ тыс. лет	1
4. Переслаивание желтоватого песка и супеси	1,5
5. Супесь темно-бурая, с выцветами карбонатов внизу	0,3
6. Песок серый, пылеватый. ТЛ-дата $66 \pm 9$ тыс. лет	1,2
7. Супесь серая, ожелезненная, гумусированная	1,3
8. Песок и супесь с галькой. ТЛ-дата $93 \pm 16$ тыс. лет	0,5

Ниже залегают белесовато-серые пески ложного плотика.

Отложения формировались в течение нескольких климатических фаз. Нижняя часть разреза и нижняя погребенная почва, где отмечено повышенное содержание спор (папоротников, гроздовника, зеленых и сфагновых мхов, плаунов, плаунка), могут соответствовать некоторой активизации лесов (как мы предполагаем, лиственников). Хотя пыльцы лиственницы не встречено, кроме разнообразных спор (а это признак наличия на склонах бассейна лесных массивов), в спектрах есть пыльца обыкновенной и сибирской сосны, березы, ольхи. В остальной части разреза, где также наблюдается слабая представительность пыльцы дендрофлоры, таксономический состав пыльцы травянистых растений соответствует остепненным ландшафтам, а споры единичны. Таким образом, осадконакопление проходило в разных ландшафтных обстановках — прохладные периоды с активизацией лесов чередовались с теплыми и относительно сухими, а большой разброс значений абсолютных дат наряду с горизонтами погребенных почв подчеркивает прерывистость аккумулятивного процесса.

Низкая 10—13-метровая терраса имеет на левом берегу у сомона Хамар-Даба мощность аллювия не более 3 м. Песчаная толща ложного плотика мощностью до 8 м залегают на глинах неогена. По данным бурения, долина на этом участке переуглублена. Древний аллювий мощностью более 20 м имеет песчано-галечный состав.

Палинология голоценовых отложений низкой озерной террасы оз. Буир-Нур и высокой поймы р. Халхин-Гол указывает на колебания облесенности, причем и здесь хорошо выражен максимум спор в сочетании с повышенным содержанием пыльцы кустарниковых берез, ольховника, смородины, что отражает растительность прохладного суббореала (см. рис. 41).

### ЮГО-ВОСТОЧНАЯ И СРЕДНЯЯ ГОБИ

В настоящем разделе рассматриваются четвертичные отложения обширного района, расположенного к югу от линии Сайн-Шанда—Сомон-Холод—Дэлгэр-Хангай. На западе район ограничен долиной р. Онгийн-Гол, на юго-западе — хребтами Гурван-Сайхан, Номгон-Ула, Хурхэ-Ула, на юго-востоке — отрогами хребта Тото-Шань.

Рельеф территории характеризуется общей выровненностью. Минимальные высоты (750 м) приурочены к долинообразной впадине, расположенной в юго-восточной части района. Общий высотный фон на водоразделах колеблется в пределах 1200—1400 м, а максимальные высоты находятся в хребте Гурван-Сайхан (2285 м); другие хребты — Дэлгэр-Хангай, Ихэ-Шанхай, Тото-Шань — значительно ниже (1913, 1791 и 1430 м соответственно).

Наиболее типичен рельеф пластовых, цокольных равнин и мелкосопочника. Аккумулятивные равнины пролювиального, озерно-пролювиального, озерного генезиса, эрозионно-аккумулятивный рельеф долин временных потоков, а также золотой не имеют широкого распространения. Выровненность рельефа объясняется длительным периодом континентальной денудации и аккумуляции, протекавшими в условиях, близких к платформенным, и закончившимися образованием региональной поверхности выравнивания. Она была деформирована новейшими движениями, проявившимися в виде отдельных сводовых поднятий северо-восточного направления.

Областями четвертичной аккумуляции являются предгорные котловины хребтов Гурван-Сайхан, Дэлгэр-Хангай, Ихэ-Шанхай, подножия их склонов, а также долино-



образная впадина в юго-восточной части района. Ее длина около 500 км, ширина 60—80 км. Впадина состоит из нескольких котловин, разделенных перемычками — постплиоценовыми поднятиями с расчлененным рельефом. Днища котловин образуют самый низкий гипсометрический уровень впадины, на котором развиты солончаки и такыры. На склонах впадины выделяются террасовидные поверхности высотой 920, 940—960 и 970—980 м. Горизонтальные площадки этих уровней шириной до 20 км выработаны в различных дочетвертичных породах и покрыты маломощным чехлом верхнеплиоценовых—четвертичных осадков. Образование долинообразной впадины мы связываем с позднелиоценовым этапом. На ранней стадии развития она представляла собой крупную долину, заложившуюся в допозднелиоценовое время.

Характеристика четвертичных отложений района приводится в ряде работ [Мурзаев, 1949б; Селиванов, 1972; Геология..., 1973; Карта..., 1979; Карта..., 1980; Девяткин, 1981; Карта..., 1982]. Но общее состояние их изученности, несомненно, пока еще слабое. Для генетического и стратиграфического расчленения четвертичных отложений использован геоморфологический метод. Рассматривались условия залегания четвертичных отложений и их соотношения с разновозрастными формами рельефа, использовались также палинологические материалы, которых пока немного. Расчленение четвертичных отложений на возрастные горизонты проведено в значительной степени условно.

Верхнеплиоценовые—нижнечетвертичные отложения широко распространены у северных подножий упомянутых выше хребтов, в бассейне р. Баян-Гол, юго-восточнее сомона Манлай (впадины Иру-Цав, Байшин-Цав). Они представлены пролювиальными и аллювиально-пролювиальными типами.

Пролювиальные отложения слагают наиболее высокие конусы выноса на склонах хребта Гурван-Сайхан на абсолютных высотах 2000—2250 м. Они прорезаны руслами временных водотоков на глубину 40—60 м и имеют мощность 100—150 м. В их составе преобладают линзовидно переслаивающиеся, слабо сцементированные щебень, дресва, песок. Цемент — супесь серого цвета. Ближе к горам в разрезах появляется большое количество валунов и глыб. Так, у северо-западного подножия хребта в 50-метровом разрезе вскрыты щебнисто-дресвянистые осадки с включениями окатанного материала и прослоями буровато-красных суглинков в нижней части толщи.

В Баян-Гольской и Онгийн-Гольской котловинах аллювиально-пролювиальные отложения залегают на некотором удалении от подножий горных поднятий. Ближе к горам они образуют наиболее высокие аккумулятивные равнины и представлены слабо сцементированными гравелитами, песчаниками с линзовидными прослоями дресвы и щебня. Общая мощность их, по данным бурения, 150 м. В Баян-Гольской котловине грубообломочные отложения с несогласием залегают на породах олигоцена и перекрыты осадками молодых конусов выноса. Мощность сцементированных пород позднелиоценового—раннечетвертичного возраста — гравелитов, песчаников, щебнисто-обломочных толщ уменьшается от 150 м в южной части котловины до 100—40 м в северной.

Северо-восточнее хребта Ихэ-Шанхай верхнеплиоценовые—нижнечетвертичные отложения сохранились в виде небольших «нашлепок» в пониженных участках мелкосопочной равнины. Это преимущественно щебнистые осадки с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Они также бронируют останцовые поверхности, возвышающиеся на 40—90 м над днищами современных долин. Выходы таких отложений, имеющих мощность первые метры, прослеживаются на абсолютных высотах 940—1360 м к северо- и юго-востоку от хребта Ихэ-Шанхай и наблюдались нами во впадинах Байшин-Цав и Иру-Цав.

В нескольких разрезах была получена палинологическая характеристика верхнеплиоценовых—нижнечетвертичных отложений<sup>1</sup>. Первый разрез — это верхняя часть песчано-гравийных отложений высокой аккумулятивной равнины Онгийн-Тал, реликты которой возвышаются на 30—50 м над днищами современных долин. Мощность

<sup>1</sup> Палинологический анализ выполнен Н. И. Ивановой и Г. Н. Шиловой.

изученного разреза 2 м. В отложениях преобладает пыльца травянистых растений: полыни, маревых и злаков. Определена пыльца вересковых, гвоздичных, лука, эфедры и единично споры зеленых и сфагновых мхов, папоротников. В группе пыльцы дендрофлоры, составляющей до 20—30%, определена пыльца сибирской и обыкновенной сосны, ели, березы, ольхи, ольховника, лещины, дуба, вяза, граба, ивы. Эти данные указывают на активное поступление пыльцы с горных массивов, где были участки лесов.

Второй разрез находится севернее хребта Дэлгэр-Хангай. Здесь в песчано-щебнистых отложениях мощностью 7 м определены сходные по таксономическому составу пыльцевые спектры. В группе деревьев и кустарников преобладает пыльца сибирской и обыкновенной сосны, березы (в том числе кустарниковой), определена пыльца широколиственных пород. В травянисто-кустарничковой группе преобладает пыльца полыни и маревых. Отмечена пыльца эфедры, злаков, гвоздичных, сложноцветных, кипрейных, бобовых, вьюнковых, лука — в целом довольно разнообразный комплекс, дополняемый несколькими формами спор папоротников, плаунов, сфагновых мхов. Таким образом, можно вполне определенно говорить о существовании лесной растительности в невысоком хребте Дэлгэр-Хангай.

Пыльцевые спектры из разрезов, изученных вблизи северного подножия хребта Гурван-Сайхан, содержат очень мало пыльцы древесных пород, но ее таксономический состав довольно разнообразен: пыльца сибирской и обыкновенной сосны, березы, лиственницы и единичные пыльцевые зерна лещины, вяза и липы.

Возраст рассматриваемого комплекса отложений устанавливается прежде всего по их стратиграфическому положению — они залегают на более древних кайнозойских отложениях и перекрыты молодыми плейстоценовыми осадками. Об относительно древнем возрасте говорит также их геоморфологическое положение — приуроченность к наиболее высоким конусам выноса, залегание у подножия гор в понижениях плиоценовой поверхности выравнивания, приуроченность к одному из высоких террасовых уровней долинообразной впадины в юго-восточной части района.

Среднечетвертичные отложения изучены в западной части района у подножия хребтов Дэлгэр-Хангай и Баян-Боро-Нуру. Здесь они слагают наклонные аккумулятивные равнины, расчлененные руслами временных водотоков. Отложения представлены щебнисто-древянистыми, песчаными разностями, гравелитами, суглинками и супесями делювиально-пролювиального генезиса и имеют общую мощность 10—15 м.

В этих отложениях был изучен состав пыльцы и спор. Один разрез находится у северо-западного подножия хребта Дэлгэр-Хангай (его мощность 6 м), а второй — в более южном районе у северного подножия хребта Баян-Боро-Нуру. В том и другом разрезе определено значительное для этих районов Монголии количество пыльцы деревьев и кустарников — 20—30%. Эта группа представлена разнообразными формами: преобладает пыльца обыкновенной и сибирской сосны, березы, отмечена пыльца кустарниковых берез, ольховника, а в отдельных образцах — лещины, дуба и вяза. В группе травянистых растений есть представители лугово-лесных сообществ — вересковые и кипрейные, но преобладают таксоны родов и семейств, широко распространенных в Монголии или более характерных для степного пояса. Определены споры плаунов, зеленых и сфагновых мхов, папоротников. Эти спорово-пыльцевые спектры отражают фазу (фазы?) облесения в хребтах Гобийского Алтая и существенного по сравнению с современностью увеличения общей увлажненности. Однако синхронизировать изученные фрагменты разрезов с конкретной частью климатического ритма среднего плейстоцена по имеющимся данным трудно.

Следует отметить, что среднечетвертичные отложения выделены достаточно условно, главным образом на основе их геоморфологической позиции: они слагают низкие и менее разрушенные конусы выноса. Палинологические данные интересны как подтверждение выводов, полученных при изучении среднечетвертичных отложений Восточной Монголии, где в пыльцевых комплексах также отразились условия большей влагообеспеченности, расширения лесов и обводнения долин и депрессий.

Средне-верхнечетвертичные отложения распространены на склонах хребтов Дзун-

Сайхан, Шанда-Ула, Ихэ-Шанхай, у подножия горных массивов Тото-Шань, Шутэн, Аргалинту. Они образуют маломощный чехол наклонных аккумулятивных равнин, отделенных от более древних, верхнеплиоценовых—нижнечетвертичных равнин уступом высотой 7—20 м.

Пролувиальные отложения слагают конусы выноса у подножия хребта Тото-Шань. Это плохо отсортированные отложения очень пестрого литологического состава: гравийно-щебнистые, песчаные, суглинистые, глинистые с валунами и глыбами. Литологически разные осадки сменяют друг друга по простиранию и характеризуются линзовидным залеганием отдельных горизонтов. Мощность этих пролувиальных осадков не более нескольких метров.

Аллювиальные и аллювиально-пролувиальные отложения, слагающие террасовые уровни древних долин, также состоят из переслаивающихся неоднородных литологических разностей. В них часто встречаются прослойки окатанного материала, есть прослой с косо́й слоистостью, небольшие линзы гравелитов, галечников. Высота террас не более 10 м. Так, в долине р. Онгийн-Гол это 7—10-метровая терраса с песчано-гравийно-галечным аллювием. В северо-западной части впадины Байшин-Цав к этому комплексу можно отнести маломощные (3—5 м) аллювиально-пролувиальные отложения, залегающие на цоколе террасовидной поверхности шириной более 6 км. Это плотные конгломераты, известковистые, косослоистые, включающие неокатанные обломки. В восточной части района низкие (5—10-метровые) террасы отмечены в разных местах, в частности по сухим сайрам, спускающимся с поднятий Хангил-Цаб и Шутэн в Байшинцавской впадине.

Верхнечетвертичные — голоценовые отложения имеют широкое распространение и представлены пролувиальными, аллювиально-пролувиальными, озерно-пролувиальными и эоловыми отложениями. Они занимают различное геоморфологическое положение, но в целом, кроме эоловых отложений, формируют аккумулятивный покров низких равнин и террас.

Пролувиальные и делювиально-пролувиальные отложения образуют конусы выноса, сливающиеся в предгорные шлейфы, и низкую наклонную равнину с маломощным чехлом отложений. Характерны мелкие распластаные конусы выноса и предгорные плащеобразные шлейфы с незначительной мощностью пролувия.

Наиболее полные разрезы наблюдаются у подножий хребтов Гурван-Сайхан, Баян-Боро-Нуру, Дэлгэр-Хангай, Ихэ-Шанхай. Вещественный состав этих отложений и характер их напластования различны у подножий горных поднятий и в пределах равнин и мелкосопочника. Грубообломочные отложения накапливались у подножия хребтов Гурван-Сайхан и Баян-Боро-Нуру.

Аллювиальные отложения в нижнем течении крупной р. Онгийн-Гол формируют песчаную террасу высотой 3 м. Разрез типичного аллювия отличается хорошо выраженной горизонтальной слоистостью, присутствием окатанного материала — гальки и гравия в виде линз, прослоев и включений в песчаных слоях. Аналогичные песчано-гравийные и галечные отложения мощностью не менее 20 м вскрыты скважиной, пробуренной в низовьях реки.

Аллювиальные отложения выстилают русла и формируют поймы современных водотоков. Литологический состав аллювия очень пестрый: пески, галечники, гравийники, супесчаные и суглинистые осадки, щебнистые и песчано-щебнистые разности. Аккумуляция рыхлых отложений наблюдается в крупных временных водотоках, долины которых образовались, вероятно, еще в средне-позднечетвертичное время.

Озерно-пролувиальные осадки распространены также в краевой части впадины Юго-Восточной Гоби на террасовидной поверхности. В небольших обрывах выходят галечно-песчаные отложения желтоватого и сероватого цвета. Сходные отложения мощностью 4,5—10 м были выделены Б. И. Васильевым на террасе во впадине Эрдэнн-Цогтын-Гоби. Эта впадина является продолжением к северо-востоку долинообразной впадины Юго-Восточной Гоби. В центральных частях котловин установлено двушленное строение толщи: нижняя ее часть (около 6 м) — это глины озерного

происхождения, а верхняя (2—3 м) — песок, супесь, суглинок с включениями обломков, имеет озерно-пролювиальное происхождение.

Озерные и озерно-хемогенные отложения выполняют котловины современных пересыхающих озер, слагают пляжи и другие формы рельефа озерной морфологии. Озера распространены повсеместно, располагаясь на разных гипсометрических уровнях в разных типах рельефа. Все они отличаются мелководностью, что отражается на составе выполняющих их осадков. У некоторых озер песчано-гравийные отложения прибрежной фации занимают значительную часть озерной котловины, что указывает на частое изменение уровня воды в озерах. Отложения большинства озер отличаются высокой засоленностью, часто днища озерных впадин покрыты корочкой соли. Обогащенные солями прослои наблюдаются и в разрезах озерных отложений. Мощность голоценовых озерных отложений не превышает первых метров.

Эоловые отложения имеют повсеместное, но не широкое распространение. Чаше их можно встретить в восточной части района (Дзаг-Суджийн-Гоби, Галбын-Гоби, Улугейская, Байшинцавская впадины, юго-восточнее Сайн-Шанда, в межрядовых понижениях хребта Тото-Шань). Эоловые отложения представлены средне- и мелкозернистыми, иногда пылеватыми песками желтоватого и серовато-желтого цвета. Слоистость в них видна неповсеместно, в частности для барханов характерна косая слоистость. Максимальная мощность эолового комплекса составляет 6—8 м. Эоловые пески образовались главным образом за счет переветывания четвертичных и в меньшей степени мезозойских осадков.

### ЮЖНАЯ (ЗААЛТАЙСКАЯ) ГОБИ

Эта территория расположена к югу от Монгольского и Гобийского Алтая. Она характеризуется сочетанием горного, мелкосопочного и равнинного рельефа. Горы образуют несколько цепей, разделенных межгорными впадинами. На севере протягиваются хребты Гобийского Алтая: Гурван-Сайхан, Дзолэн, Аргалант и др.; в центральной и южной частях — хребты Гобийского Тянь-Шаня: Цаган-Богдо, Алтан-Ула, Нэмэгэту, Гильбэнтү и Сэвэрэй. Впадины образуют вытянутые зоны: северную (Номин-Гоби, Ингэни-Ховур, Ширэгин-Гашун) и южную (Шалаин-Холой, Гашун-Нур); на юго-востоке района они располагаются без заметной ориентировки. Самая низкая абсолютная отметка (729 м) находится во впадине у северного подножия гор Цаган-Богдо, а самая высокая (2825 м) — в хребте Дунд-Сайхан; в южной части отметки поверхности в среднем составляют 1100—1500 м.

Горы Гобийского Алтая и Заалтайской Гоби являются новейшими структурами, Это «пьедестальные» горы с узкими короткими кулисообразными хребтами, окаймленными своеобразными пьедесталами — «бэлями». Хребты разделены такими же узкими внутригорными впадинами с характерным рельефом цокольных равнин, почти лишенных четвертичных осадков. Большинство впадин распадается на ряд бессточных котловин. В их центре расположены соленые озера, такыры и солончаки. По краям озер иногда развиты озерные, озерно-пролювиальные и пролювиальные равнины.

Осадконакопление в регионе наиболее активно протекало в доплиоцен-четвертичное время. Четвертичные отложения характеризуются малыми мощностями и очень неравномерным распространением. Изучены они крайне слабо, так как специальных работ не проводилось. Настоящий раздел основан на наблюдениях автора совместно с В. Ф. Шуваловым и с привлечением материалов В. М. Лопатина.

Верхнеплиоценовые—нижнечетвертичные отложения представлены в основном пролювиальными накоплениями, слагающими основания древних предгорных шлейфов хребтов Гурван-Сайхан, Шанда-Ула, Бурын-Хяр, Дзолэн, Дзурумтай.

Они представлены конглобрекцией («верхнегобийские конгломераты») серого, желтовато-серого, желтовато-бурого цветов, очень плотной или слабо цементированной песчано-карбонатным цементом. Среди обломков преобладают щебень, плохо окатанная галька, гравий. Наиболее полные разрезы были изучены по южному склону хребта Гурван-Сайхан, где они представлены сероцветными, слабо цементированными, линзо-

видно переслаивающимися щебнем, дресвой, а ближе к горам — щебнисто-валунным и щебнисто-глыбовым материалом. При удалении от гор появляются прослои песков и супесей. Видимая мощность осадков 6—8 м. У северо-западного склона хребта Бурян-Хяр верхнеплиоценовые—нижнечетвертичные отложения несогласно залегают на глинах верхнего мела. Они представлены конглобрекцией темно-серого цвета, состоящей из угловатых обломков, щебня и плохо окатанной гальки. Обломки, составляющие 80—90% от общего состава породы, сцементированы песчаным материалом. Мощность отложений до 8 м. Покровные конглобрекции залегают главным образом на поверхности предгорных равнин, реже встречаются во впадинах. Лучшие обнажения наблюдаются в верхней части бэлей, на границе верхней части пьедестала и скалистого основания. Большинство исследователей временем их формирования считают конец плиоцена — начало четвертичного периода.

В средне-верхнечетвертичном комплексе можно выделить различные по генезису отложения. Ледниковые (?) отложения имеют крайне ограниченное распространение: в высокогорном хребте Гурван-Сайхан, в районе Хонгор-Обо они представлены эратическими валунами [Лебедева, 1934], в хребте Хурхэ отмечены моренные суглинки с валунами местных пород [Маринов, 1957]. В горах Адж-Богдо В. М. Синицын [1956] отмечал следы оледенения в виде узких троогообразных долин и моренных завалов на высоте 2800 м. Все эти ледниковые отложения и формы рельефа выражены неотчетливо и нетипично, что послужило причиной отрицания рядом исследователей (В. П. Солоненко, Д. А. Тимофеев) оледенения в сухих и жарких горах Гоби. Наличие ледниковых форм рельефа и отложений, описанных нами в горах Баян-Цаган-Нуру [Николаева, Шувалов, 1967], а также материалы, приведенные в работах Э. М. Мурзаева, Н. А. Маринова, Е. И. Селиванова, Ч. Берки и Ф. Морриса, позволили нам присоединиться к мнению о существовании оледенения в высокогорных хребтах.

В ледниковые плювиальные эпохи в гобийских районах несомненно существовали озерные бассейны и речные долины, осадки которых почти не сохранились. Такие озера могли возникать в Баян-Далайской, Ингени-Ховурской, Гашун-Нурской и других впадинах. В западной части Баян-Далайской впадины в районе песков Хонгор-Элс под эоловыми песками были обнаружены плотные слоистые глины и рыхлые мелкозернистые пески мощностью более 16 м [Селиванов, 1971].

Озерному бассейну, существовавшему в Гашун-Нурской впадине, вероятно, обязаны своим происхождением древние террасовые уровни, описанные В. Г. Васильевым и др. [1959], к югу от Оботу-Хурала — Ноян-Сомона. Террасы высотой 35—40, 18—22, 14—16 и 8—10 м сложены песчано-глинистыми осадками. В разрезе 14—16-метровой террасы обнаружены погребенные почвы. Озерные отложения в Заалтайской Гоби описаны Д. А. Тимофеевым [1980] в районе оазиса Эхийн-Гол. Здесь обнажается толща озерных суглинков с линзами песка и гравия, мощность ее 3,5 м. ТЛ-дата из этих суглинков составляет около 30 тыс. лет. Д. А. Тимофеев отмечает подобные озерные отложения и в других оазисах у северных склонов гор Гобийского Тянь-Шаня.

Пролювиальные отложения широко развиты в северо-восточной части района — у южных подножий хребта Гурван-Сайхан. Здесь они вложены в отложения предгорных шлейфов, сформированных верхнеплиоценовыми—нижнечетвертичными конусами выноса. В рельефе они образуют поверхность наклонных пролювиальных равнин и имеют мощность более 20 м. В спорово-пыльцевых спектрах из пролювиальных отложений подножия хребта Гурван-Сайхан пыльца деревьев и кустарников составляет 11—15%, остальное — пыльца травянистых растений и кустарничков. Из дендрофлоры отмечены сосна, береза, ива, а из травянистых — в основном пыльца полыни, маревых и эфедры, пыльцы разнотравья в спектрах содержится 7—15%. Пролювиальные отложения, представленные галечными накоплениями, описаны на южном склоне гор Онгон-Ула [Тимофеев, 1980]. Они выделяются в рельефе как плосковершинные останцы. На основании имеющихся материалов можно присоединиться к мнению Д. А. Тимофеева, что в среднем—позднем плейстоцене в Гоби была эпоха значительного аллювиального

и пролювиального накопления, формировались и озерные осадки в условиях более прохладного и влажного климата.

Эоловые отложения в Южной и Заалтайской Гоби распространены не очень широко. Пески приурочены к области развития рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений, и наибольшие их скопления сосредоточены по периферии озерных котловин и по крупным сухим руслам. Наиболее крупные массивы песков наблюдаются в Алаг-Нурской котловине к югу от хребта Тост-Ула, во впадине Нэмэгэту. Здесь барханы и кучевые пески протягиваются почти на 100 км при ширине 5—10 км. Во впадине между хребтами Сэврэй и Гурван-Сайхан распространены пески Хонгор-Элс; пески известны в котловине Бордзонгийн-Гоби и в других местах. Самые высокие барханы (до 150 м) характерны для песков Хонгор-Элс. Развевание и переотложение песков началось в позднечетвертичное время и продолжается и сейчас. Известны факты налегания песков на среднечетвертичные отложения.

Озерные отложения приурочены к центрам бессточных котловин. Озера имеют небольшие размеры и глубины. Типичны солончаки и такыры, образовавшиеся на месте пересохших озер. Озерные отложения — песчано-суглинистые с включениями гравия — имеют малые мощности и не всегда закрывают днища современных котловин. Известно несколько озер с хемогенными осадками — галитом и мирабилитом, наиболее крупное из них расположено в котловине к югу от хребта Гильбэнту.

Территория Южной Монголии до недавнего времени считалась одной из областей развития позднекайнозойских базальтов. К третичным и четвертичным базальтам здесь относились небольшие по площади «вершинные» базальтовые покровы, отдельные лавовые плато и так называемые конусообразные вулканы, описанные в Заалтайской Гоби к северу и югу от хребтов Арц-Богдо, Гурван-Сайхан, Дзурумтай, Ноян, Бурын-Хяр, в урочищах Галбын-Гоби, Бордзонгийн-Гоби и в других районах [Васильев, Волохнин и др., 1959; Селиванов, 1972; Геология..., 1973]. После определения абсолютно-го возраста базальтов выяснилось, что они раннекайнозойские и мезозойские, а проявлений плиоцен-четвертичного вулканизма на юге Монголии не установлено. За реликты вулканов принимались сопки конусовидной формы, сложенные осадочными породами и перекрытые покровными базальтами [Шувалов, Николаева, 1985].

#### ГЛАВА 4

### **ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ МОНГОЛИИ В ПЛИОЦЕНЕ И КРИТЕРИИ ЕГО ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ**

Основные принципы, определяющие общую концепцию наших биостратиграфических построений и корреляцию палеогеографических событий плейстоцена, не могли быть выработаны без анализа общих для всего региона тенденций развития растительности и ее флоры. Эти тенденции становятся очевидными только благодаря анализу последовательности ископаемых флор в течение достаточно длительного периода. Как показывает опыт палинологических исследований, общая схема, по которой происходили преобразовательные процессы растительности региона в плейстоцене, в главных чертах сохраняла преемственность с плиоценового этапа. Поэтому мы сочли необходимым провести в работе обзор палеоботанических материалов по плиоцену.

Растительность гор Северной Монголии и юга Забайкалья — территории, соответствующей обширной зоне контакта бореальной и аридной областей Палеарктики, — имеет и имела ранее определенные черты единства эволюционного процесса. Чтобы подчеркнуть региональный характер некоторых важных моментов истории растительности,

мы использовали материалы по смежному с Монголией району Забайкалья — бассейну р. Онон и Торейской депрессии.

Имеющиеся палинологические материалы позволяют выделить по крайней мере три главные линии эволюции флоры и растительности. Первая — направленное изменение систематического состава флоры (преимущественно дендрофлоры — ее обеднение), вторая — это также направленное преобразование структуры вертикальной поясности вплоть до выработки вариантов поясности аридного типа и, далее, некоторых изменений структуры поясности уже в рамках этих новых вариантов, происходивших в плейстоцене. Третья линия эволюции — ритмичность, или повторяемость во времени достаточно хорошо выраженных циклов относительной аридизации и гумидизации растительности региона вследствие колебаний общей влагообеспеченности. Периодические колебания влагообеспеченности мы рассматриваем как процесс, наложенный на основной тренд — постепенное понижение влагообеспеченности. Тем не менее именно этот процесс обусловил некоторые своеобразные черты динамики растительных сообществ региона во времени, так как каждый новый цикл проявлялся при более низком уровне общей теплообеспеченности, чем предыдущий. Новые черты во флоре и растительности, постепенно складывавшиеся и накапливавшиеся в течение серии последовательных динамических состояний растительного покрова, в определенные моменты проступали особенно ярко, обозначая тем самым важные качественные рубежи эволюции растительности [Малаева, 1987а; Малаева, Девяткин, 1982].

Для классификации пыльцевых флор по возрастному признаку учитывались два основных критерия. Оценивались процессы, происходившие во флоре (степень архаичности таксономического состава дендрофлоры, разнообразие морфологических форм пыльцы в рамках конкретных родовых таксонов, соотношение разных географических элементов во флорах), а также такие эффекты процесса флороценогенеза, которые могут быть индикаторами необратимого изменения характера растительности. По комплексу признаков выделено три возрастных типа ископаемых пыльцевых флор. Они соответствуют трем крупным этапам развития растительности в плиоцене.

1. Пыльцевые флоры, отнесенные нами к первому этапу развития растительности в плиоцене, наиболее полно изучены в стратотипическом разрезе Хиргис-Нур-2 свиты хиргис-нур. Геологическое и палеонтологическое изучение свиты хиргис-нур и ее стратотипа проводилось в течение ряда лет, первая публикация была в 1970 г. [Девяткин, 1970], но и до настоящего времени появляются новые материалы, детализирующие и уточняющие высказанные ранее положения [Девяткин и др., 1984].

Озерная толща имеет в разрезе Хиргис-Нур-2 мощность около 100—110 м и на основании анализа ископаемой фауны разделена на пачку А (нижний плиоцен) и пачку Б (средний плиоцен). Обоснование возраста свиты по комплексу признаков приведено в работе Е. В. Девяткина [1981], а длительность периода формирования отложений пачки А — 5—7 млн лет назад — установлена В. И. Жегалло [1978].

В отложениях пачки А (рис. 42) определена пыльца 23 родов дендрофлоры, относящихся к 13 семействам:

<i>Tsuga</i>	<i>Betula</i> sp.	<i>Acer</i>
<i>Abies</i>	<i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i>	<i>Fagus</i>
<i>Picea</i> sect. <i>Eupicea</i>	<i>Betula</i> sect. <i>Fruticosae</i>	<i>Quercus</i>
<i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i>	<i>Alnus</i>	<i>Ulmus</i> sp.
<i>Pinus silvestris</i>	<i>Alnaster</i>	<i>Ulmus</i> cf. <i>pumila</i>
<i>Pinus sibirica</i>	<i>Corylus</i>	<i>Humulus</i>
<i>P.</i> sp. sg. <i>Diploxylon</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Ribes</i>
<i>P.</i> sp. sg. <i>Haploxylon</i>	<i>Ostrya</i>	<i>Tilia</i>
<i>Salix</i>	<i>Juglans</i>	<i>Ligustrum</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i>	<i>Crataegus</i>	<i>Hippophae rhamnoides</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	<i>Cotoneaster</i>	

Роды *Quercus* и *Corylus* представлены несколькими морфологическими формами пыльцы.

В группе пыльцы травянистых растений определены семейства и роды, представители которых могут быть отнесены к разным экологическим группам. Преимущественно с лесными и лугово-лесными местообитаниями связаны вересковые, представители семейств Valerianaceae, Onagraceae, Urticaceae, родов Rumex, Polygonum, Pulsatilla. Вторая группа объединяет представителей лугово-степных и степных местообитаний: Sanguisorba, Potentilla, Allium, Convolvulus, Ephedra. Определена пыльца широко распространенных в регионе родов и семейств: Cruciferae, Umbelliferae, Compositae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, Gramineae. В отдельных образцах много спор папоротников и сфагновых мхов.

В отложениях пачки Б определена пыльца представителей 21 рода дендрофлоры из 11 семейств:

Tsuga sp.1, 2, 3	Betula sect. Nanae	Ulmus cf. pumila
Abies sp.1, 2	Betula sect. Fruticosae	Humulus
Picea sect. Eupicea	Betula sp.	Crataegus
Picea sect. Omorica	Alnus	Acer
Pinus silvestris	Alnaster	Tilia
Pinus sibirica	Corylus sp.1, 2	Ligustrum
P. sp. sg. Diploxylon	Carpinus	Ostrya
P. sp. sg. Haploxylon	Fagus	Juglans regia
Salix	Quercus sp.1, 2	Juglans sp.
Betula sect. Costatae	Ulmus sp.	Pretocarya
Betula sect. Albae		

Состав пыльцы травянистых растений сходен с таковым в отложениях пачки А, но здесь к списку представителей лесных местообитаний добавились Rhododendron и Linnaea borealis. В группе спор, кроме сфагновых мхов и папоротников, определены споры Lycopodium clavatum, Selaginella sanguinolenta, S. sibirica, Botrychium, Cryptogramma sp.

Спорово-пыльцевая диаграмма разреза (см. рис. 42) отражает последовательность двух фаз развития растительности: формирование отложений пачки А происходило в целом во время макрофазы относительной аридизации, пачки Б — в гумидную макрофазу. В первую макрофазу господствующими типами лесных формаций были светлохвойные и смешанные широколиственные леса остепненного ряда — в предгорьях. Под пояс темных хвойных лесов был редуцирован, однако по колебаниям содержания пыльцы темных хвойных пород намечаются три мезофазы небольшой относительной гумидизации. Нижние уровни рельефа были остепнены. Во время накопления отложений пачки Б активизировались темных хвойные леса и структура почвности складывалась по образцу континентального варианта неморального типа вертикальной поясности. Состав пыльцы в группе темных хвойных пород говорит о развитии полидоминантных темных хвойно-широколиственных и темных хвойных горных лесов, сменявшихся смешанными широколиственными и ниже — остепненными лесами предгорий и степями. Присутствие пыльцы Juglans regia подтверждает анцестральные связи этой флоры со средиземноморско-восточноазиатской флористической областью.

Ископаемая пыльцевая флора, близкая по систематическому составу к флоре пачки Б, определена из отложений добазальтового аллювия в долине р. Чулуту (см. гл. 3). Определена пыльца 20 родов дендрофлоры из 12 семейств:

Tsuga sp.1, 2	Betula sect. Fruticosae	Ulmus sp.
Abies	Betula sp.	Ulmus pumila
Picea sect. Eupicea	Alnus	Acer
Picea sect. Omorica	Alnaster	Tilia
Pinus silvestris	Corylus	Diervilla
Pinus sibirica	Carpinus	Lonicera
P. sp. sg. Diploxylon	Salix	Ilex
P. sp. sg. Haploxylon	Juglans	Myrica
Betula sect. Albae	Quercus	Hamamelidaceae
Betula sect. Nanae		



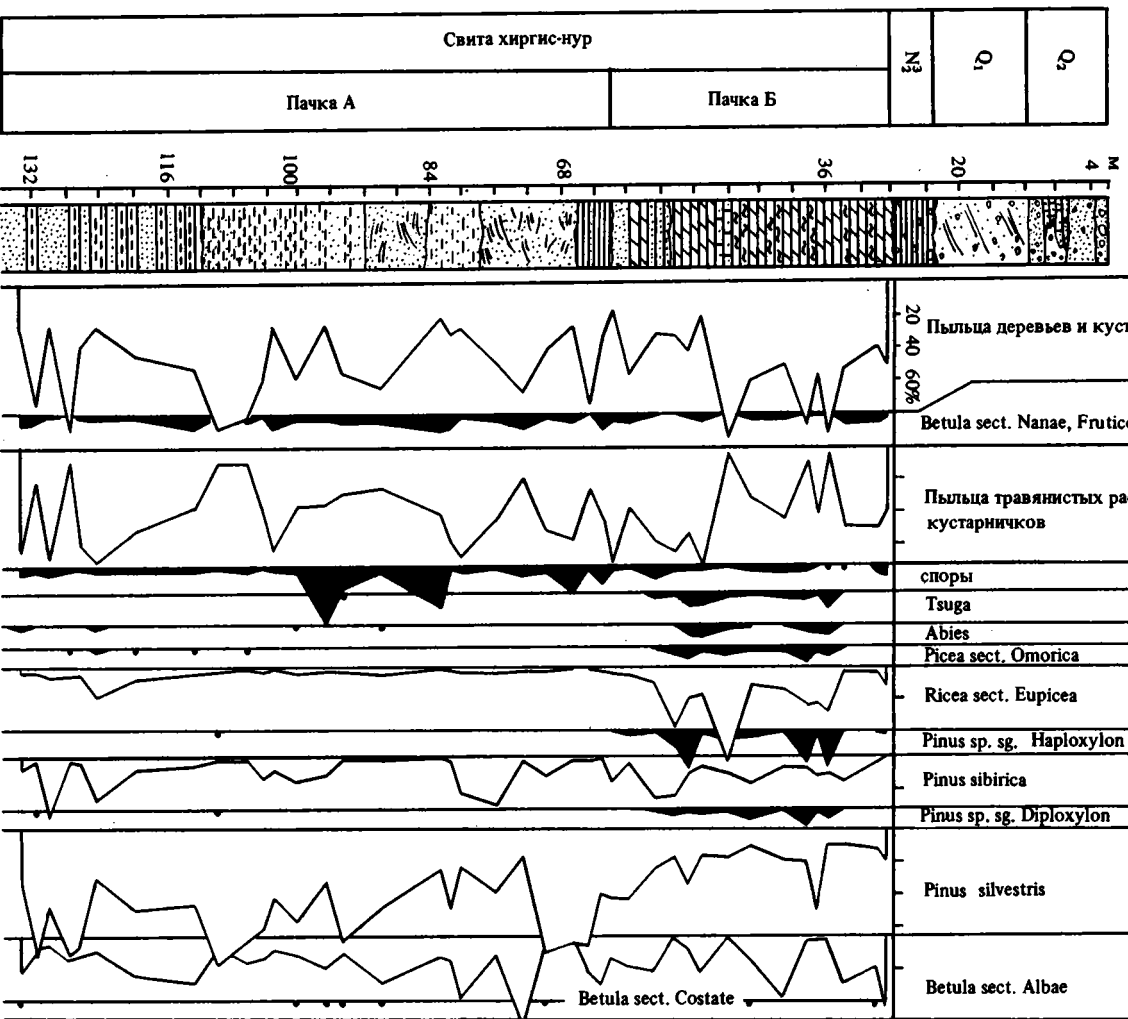
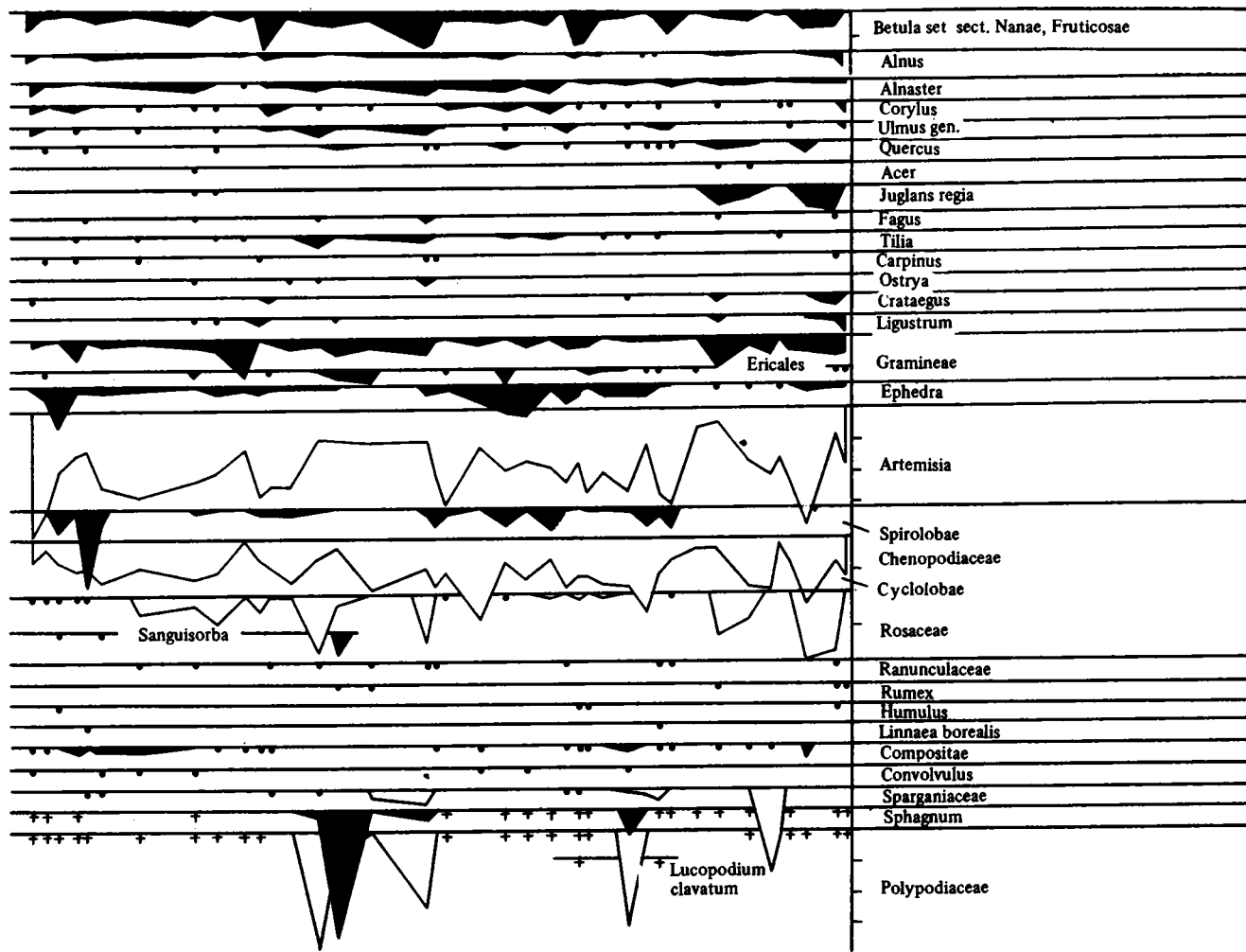


Рис. 42. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Хиргис-Нур-2

1 — мергель; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — аргиллит; 5 — песок; 6 — алевроит; 7 — суглинок, супесь; 8 — галька, гравий, обломки



Морфологические типы пыльцы экзотических сосен идентичны с пыльцой из отложенной пачки Б свиты хиргис-нур, так же как и пыльца двух видов тсуги. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца деревьев и кустарников, а фон в этой группе составляет пыльца ели и видов сосны. В группе трав и кустарничков преобладает пыльца вересковых, определена пыльца сложноцветных, гречишных, маревых, валериановых, эфедры. В образцах много спор папоротников, есть споры сфагновых мхов и плаунов.

Разрез находится на высоте около 1700 м, и состав спорово-пыльцевых спектров — типично лесной: в среднегорье был развит под пояс именно темнохвойно-широколиственных лесов, а выше, вероятно, теневых лесов. Возраст самого древнего комплекса долинных базальтов, перекрывающих на этом участке долины р. Чулуту древний аллювий, составляет 3,8—4 млн лет [Логачев и др., 1982]. Таким образом, верхний возрастной предел флоры Чулуту и аналогичных ей флор ограничен этой датировкой (средний плиоцен).

Сходная с описанными выше пыльцевая флора изучена на юге Восточного Забайкалья [Малаева, Крамаренко, 1981]. Она характеризует отложения ононской свиты — самые древние горизонты «белесой» толщи (серии)<sup>1</sup>. Они вскрыты бурением на участках максимального погружения в Цасучейской впадине, где сохранились от размыва в локальных мульдообразных понижениях коренных пород фундамента [Малаева, Уфимцев, 1976]. В этих отложениях, как и в разрезе Хиргис-Нур-2, пыльцевая флора отражает две фазы развития растительности. Нижняя, песчано-галечная пачка древнего аллювия мощностью около 30 м включает спорово-пыльцевые спектры, соответствующие макрофазе относительной аридизации, так как пыльцы темнохвойных пород здесь очень мало. В спорово-пыльцевых спектрах верхнего горизонта — алевролитах мощностью до 10 м — существенно преобладает пыльца темнохвойных пород, и здесь же определен богатый комплекс пыльцы широколиственных пород и представителей родов, экзотических для флоры региона. Список дендрофлоры включает 31 род из 16 семейств:

<i>Tsuga</i> sp. 1, 2, 3	<i>Alnus</i>	<i>Humulus</i>
<i>Abies</i>	<i>Alnaster</i>	<i>Acer</i>
<i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i>	<i>Corylus</i> sp. 1, 2	<i>Tilia</i>
<i>Picea</i> sect. <i>Eupicea</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Ribes</i>
<i>Pinus silvestris</i>	<i>Ostrya</i>	<i>Diervilla</i>
<i>Pinus sibirica</i>	<i>Juglans</i>	<i>Lonicera</i>
<i>P. sp. sg. Diploxylon</i>	<i>Pterocarya</i>	<i>Ligustrum</i>
<i>P. sp. sg. Naploxylon</i>	<i>Fagus</i>	<i>Fraxinus</i>
<i>Salix</i>	<i>Quercus</i> sp. 1, 2	<i>Myrica</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i>	<i>Castanea</i>	<i>Ilex</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	<i>Ulmus</i> sp. 1, 2	<i>Elaeagnus</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i>	<i>Ulmus</i> cf. <i>pumila</i>	<i>Rhus</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Fruticosae</i>	<i>Zelkova</i>	<i>Euonymus</i>
<i>Betula</i> sp.		

В составе пыльцы травянистых растений определены представители главным образом лесных и лугово-лесных сообществ (виды *Ericales*, *Polygonum*, *Geranium*, *Onagraceae*) и родов, характерных для лугово-степных группировок (*Sanguisorba*, *Allium*, *Scabiosa*). Много пыльцы водных растений, в том числе *Tara*, и спор папоротников.

Ононская флора, соответствующая гумидной макрофазе, отражает вертикальную поясность гумидного типа с характерным для этого времени подпоясом теневых лесов с тсугой. Родственные связи этой флоры со средиземноморско-восточноазиатским поясом горных лесов также отчетливы. Ононская флора включает несколько больше элементов обедненных тургайских лесов, чем флоры свиты хиргис-нур и чулутская.

<sup>1</sup> «Белесая» серия подразделена нами на пять разновозрастных свит [Малаева, 1987а, б; Симонов, Куликов, Малаева, 1988]. Ононская, торейская и цасучейская свиты отнесены к плиоцену, борзинская — к нижнему плейстоцену, шилкинская — к среднему плейстоцену.

Но идентичность состава эдификаторов лесов — хвойных пород и большинства наиболее типичных родов широколиственных пород во всех трех флорах позволяет рассматривать их как единый флористический комплекс, развивавшийся в течение первой макрофазы гумидизации плиоцена. Таким образом, пояс горных полидоминантных лесов с близким составом флоры и сходной структурой поясности существовал в начале среднего плиоцена как в горах Хангая, так и в Хэнтэе.

2. Пыльцевые флоры, характеризующие второй этап развития растительности в плиоцене и соответствующие второму циклу «аридизация—гумидизация», также изучены в Монголии и на юге Забайкалья. Уже в верхних горизонтах пачки Б свиты хиргис-нур наметилась тенденция сокращения доли пыльцы темнохвойных растений, перестала встречаться пыльца тсуги и других экзотических хвойных. Так как литология осадков этой части разреза не изменилась и нет оснований говорить о перерыве в осадконакоплении, мы считаем, что тем самым отражен естественный процесс эволюции растительности. После макрофазы заметной гумидизации общая влагообеспеченность стала снижаться, что неблагоприятно отразилось на развитии темнохвойного комплекса. Следовательно, в разрезе запечатлено самое начало следующей фазы относительной аридизации и можно предполагать, что имело место дальнейшее развитие этого процесса. На территории Монголии пока не удалось найти разреза, в котором бы нашел отражение как переход от гумидной фазы к аридной, так и дальнейшая последовательность развития растительности в течение всей фазы относительной аридизации. Мы располагаем материалами, которые освещают фрагменты этого периода.

Разрез, где определены признаки преемственности от флоры предыдущего этапа, находится в верховьях р. Идэр на западе Хангая (см. рис. 9). Состав дендрофлоры следующий:

<i>Cedrus</i>	<i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i>	<i>Fagus</i>
<i>Abies</i>	<i>Betula</i> sect. <i>Fruticosae</i>	<i>Quercus</i>
<i>Larix</i>	<i>Alnus</i>	<i>Ostrya</i>
<i>Picea</i> sect. <i>Eupicea</i>	<i>Alnaster</i>	<i>Hippophaë rhamnoides</i>
<i>Pinus silvestris</i>	<i>Salix</i>	<i>Juglans</i>
<i>Pinus sibirica</i>	<i>Ulmus</i> sp. 1, 2	<i>Crataegus</i>
<i>P. sp. sg. Diploxylon</i>	<i>Ulmus</i> cf. <i>pumila</i>	<i>Ribes</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	<i>Corylus</i> sp. 1, 2, 3	<i>Ligustrum</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i>	<i>Tilia</i>	

Таким образом, на высотах более 2000—2400 м был подпояс смешанных лесов с широколиственными породами, переходивший выше в горные темнохвойные леса. Последние были в этот период редуцированы и, скорее всего, не составляли в этой части Хангая сплошного подпояса, а имели прерывистое распространение. Комплекс широколиственных пород включал не только разнообразные микротермные, но и мезотермные виды родов *Fagus*, *Quercus*, *Ostrya*, *Juglans*. Находка пыльцы *Cedrus* подкрепляет положение о существовавших глубоких связях горных флор западного сектора Монголии с флорами древнего Средиземноморья.

Сочетание таксонов в группе пыльцы травянистых растений отражает наземный покров лесов таежного типа и осветленных лесов, а также остепненные группировки, которые в настоящее время расселяются на более низких гипсометрических уровнях в полосе разнотравных и луговых степей. В связи с этим представляет интерес находка в отложениях разреза пыльцы *Stellera chamaejasme*, современный ареал который приурочен к лесостепным районам северо-востока и востока Монголии и югу Забайкалья. Западная граница ее современного ареала проходит в восточном секторе Хангая, к западу от Цэцэрлэга стеллера карликовая не заходит. Оптимальные условия для развития стеллеровых степей в Хангае существуют в поясе луговых степей на высотах 1650—1800 м [Гуричева и др., 1983; Флора Восточного Хангая, 1983]. Очевидно, подтверждается высказанное Г. А. Пешковой положение, что стеллеру карликовую можно рассматривать как реликт средиземноморской флоры с восточноазиатской приуроченностью

ареала [Пешкова, 1972]. Более широко, чем в настоящее время, и выше в горах встречались также облепиха.

Таким образом, в пыльцевых спектрах разреза Идэр отражено оптимальное развитие смешанных и светлохвойных лесов на верхних уровнях гор при одновременной редукции темнохвойных формаций. То, что смешанные леса стремились подняться выше в горы, вытесняя темнохвойную тайгу, говорит о снижении влагообеспеченности в привершинной части гор по сравнению с предыдущей фазой гумидизации до такого уровня, который стал критическим для тсуги. Исчезли теневые леса, которые и до этого — в предшествующую гумидную фазу — развалились, скорее всего, не в оптимальных условиях влажности, так как высота гор не была значительной (например, современный пояс лесов с видами тсуги в Сино-Тибетских горах начинается на высоте 2500—2800 м и доходит до высоты около 4000 м, по Н. В. Дылису [1962]). Второй момент: наличие пыльцы мезотермных видов широколиственных пород довольно высоко в горах говорит об умеренно теплых климатических условиях и о признаках дифференциации местных ландшафтов по экспозициям. Как отражение более или менее контрастных обстановок является комплексность растительности, о чем свидетельствует пыльца представителей разных типов леса (в том числе лиственницы) и разнообразие пыльцы растений из остепненных группировок.

В Центральном Хангае к этому же этапу развития растительности следует отнести пыльцевую флору из отложений высокой террасы р. Сумэин-Гол в Тарятской впадине. В этом разрезе древнего аллювия отражен состав хвойно-широколиственных лесов с участием микро- и мезотермных широколиственных пород (граб, бук, орех) в верхнем уровне гор.

Приведем материалы по югу Забайкалья, где последовательность преобразований растительного покрова описываемого этапа выражена более полно и можно выделить цикл «аридизация—гумидизация» в плиocene. Пыльцевые флоры изучены в отложениях торейской свиты «белесой» серии.

Наиболее полный разрез торейской свиты — это древние озерные отложения, вскрытые бурением на северном борту котловины оз. Барун-Торей (рис. 43). В нижней части озерных отложений (пыльцевая зона I) в группе дендрофлоры преобладает пыльца обыкновенной сосны и березы и определен разнообразный комплекс пыльцы широколиственных пород. Пыльцу разнотравья можно отнести к лугово-лесным сообществам (*Rumex*, *Ranunculus*, *Valerianaceae*, *Onagraceae*, *Campanulaceae*, *Ericales*), к лугово-степным и стелным группировкам (*Pulsatilla*, *Sanguisorba*, *Thalictrum*, *Allium*, *Potentilla*, *Vupleurum*, *Galium*, *Centaurea*, *Ephedra*, *Kochia*) и к группе представителей широко распространенных семейств (*Compositae*, *Gramineae*, *Umbelliferae*, *Caryophyllaceae*, *Cruciferae*, *Rosaceae*, *Leguminosae*).

Эти материалы подтверждены и дополнены по соседней Ары-Булакской депрессии, где фаза гумидизации отчетливо прослеживается по пыльцевым флорам из древнего пролювия и отложений погребенных логов. Отметим, что бассейн, с которого в Ары-Булакскую депрессию поступала пыльца, был ограниченным — это горный массив высотой 850—900 м, поэтому здесь можно увереннее, чем для разреза Барун-Торей, говорить о возможном нижнем пределе распространения формации неморальных лесов: они спускались в низкогорья.

В составе пыльцы дендрофлоры во время фазы гумидизации по упомянутым разрезам в Торейской и Ары-Булакской депрессиях определены представители 22 родов из 10 семейств:

<i>Abies</i>	<i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i>	<i>Juglans</i>
<i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i>	<i>Betula</i> sect. <i>Fruticosae</i>	<i>Fagus</i>
<i>Picea</i> sect. <i>Eupicea</i>	<i>Alnus</i>	<i>Quercus</i>
<i>Pinus silvestris</i>	<i>Alnaster</i>	<i>Ulmus</i> sp.
<i>Pinus sibirica</i>	<i>Corylus</i>	<i>Ulmus</i> cf. <i>pumila</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Crataegus</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	<i>Ostrya</i>	<i>Cotoneaster</i>

Spiraea	Ribes	Elaeagnus
Humulus	Rhamnus	Viburnus
Tilia sp. 1,2		

В отложениях хорошо представлен комплекс пыльцы лугово-лесного разнотравья — *Heracleum dissectum*, *Polygonum* cf. *viviparum*, *Ranunculus*, *Rumex*, *Urticaceae*, *Valerianaceae*, *Geraniaceae*, *Onagraceae*, *Ericales*, сообществ луговых и разнотравных степей — *Sanguisorba*, *Thalictrum*, *Scabiosa*, *Galium*, *Vupleurum*, *Polygonum* cf. *divaricatum*, *P. convolvulus*, *Stellera chamaejasme*. Определены споры осмунды, нескольких видов папоротников и плаунов.

Новые палинологические материалы, вполне определенно характеризующие ту же микрофазу гумидизации, получены и в Монголии в районе Дзамара (долина р. Тола). Это наиболее древний погребенный аллювий в долине руч. Хайляст (см. рис. 21). В отложениях определена пыльца 22 родов дендрофлоры:

Abies	Salix	Acer
Larix	Alnus	Quercus
Picea sect. Eupicea	Alnaster	Fagus
Pinus silvestris	Corylus sp. 1,2	Tilia
Pinus sibirica	Ulmus sp.	Rhamnus
Betula sect. Costatae	Ulmus pumila	Crataegus
Betula sect. Fruticosae	Carpinus	Cotoneaster
Betula sect. Nanae	Juglans	Ligustrum
Betula sp.	Ostrya	Ribes

Состав дендрофлоры из отложений древнего аллювия Хайляста на уровне родов близок к пыльцевым флорам Идэра и Сумэин-Гола. В то же время он почти идентичен флорам южнозабайкальских разрезов, где установлено, что такая флора соответствует макрофазе гумидизации, т. е. является более поздней, чем флора Идэра и Сумэин-Гола. И флору Хайляста следует относить именно к гумидной фазе второго цикла плиоцена «аридизация—гумидизация». Дело в том, что руч. Хайляст пересекает низкогорный (1700—1800 м) изолированный массив Дзамар. Бассейн ручья небольшой, и в разрезе, расположенном на высоте около 1100 м, в спорово-пыльцевых спектрах отражены вполне конкретные ландшафтные обстановки, существовавшие в интервале высот 1100—1800 м. Палинологический комплекс показывает, что доминировали формации разных типов осветленных лесов с богатым составом широколиственных пород, а в привершинной части горного массива были участки темнохвойно-широколиственных лесов. Такой характер поясности свидетельствует о соответствии растительности именно фазе гумидизации, а пыльцевых флор — флорам, приведенным выше для районов юга Забайкалья.

Из изложенного выше следует, что после первого цикла «аридизация — гумидизация» в Северной Монголии и на юге Забайкалья был еще один похожий цикл развития растительности. На примерах изученных разрезов проступают главные моменты эволюции растительности. Важно отметить, что во время макрофазы относительной аридизации неморальные леса полностью не исчезали, о чем говорит состав флор Идэра и Сумэин-Гола. В то же время хорошо выраженную в пыльцевых флорах фазу относительной гумидизации растительности, когда активизировались леса с элементами неморальной флоры маньчжурского флористического комплекса, нельзя объяснить местными перестройками растительного покрова. Это был региональный процесс, вызванный общеклиматическими причинами и соответствующий определенному интервалу плиоцена. Забегая несколько вперед, отметим, что начавшийся после второй макрофазы гумидизации следующий этап относительной аридизации — это уже качественно иной этап эволюции растительности: из структуры вертикальной поясности навсегда исчезла формация неморальных лесов, поэтому наряду с обеднением дендрофлоры началась и происходила в дальнейшем перестройка вертикальной поясности по аридному типу. Это важный момент, имеющий отношение к истории растительных ландшафтов региона

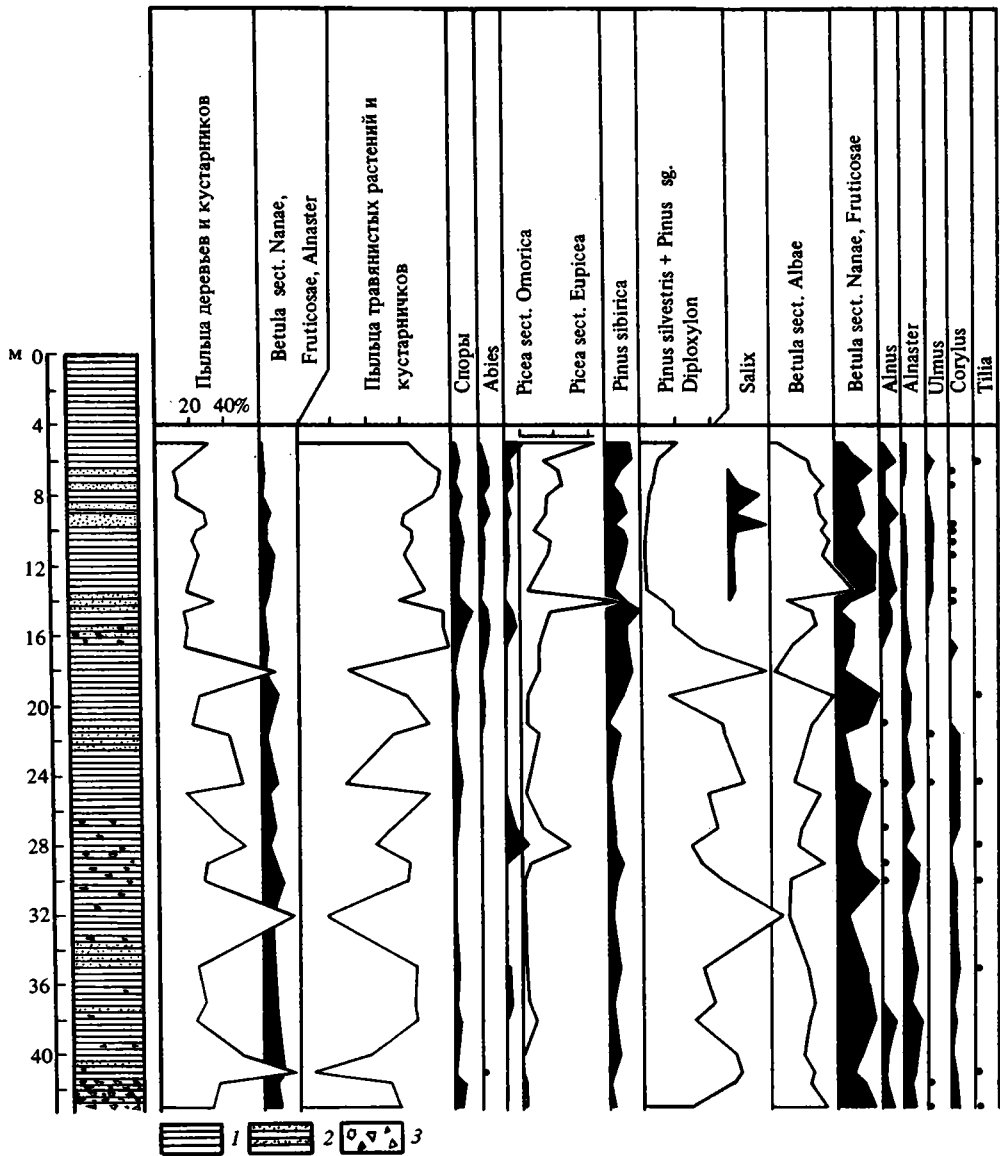
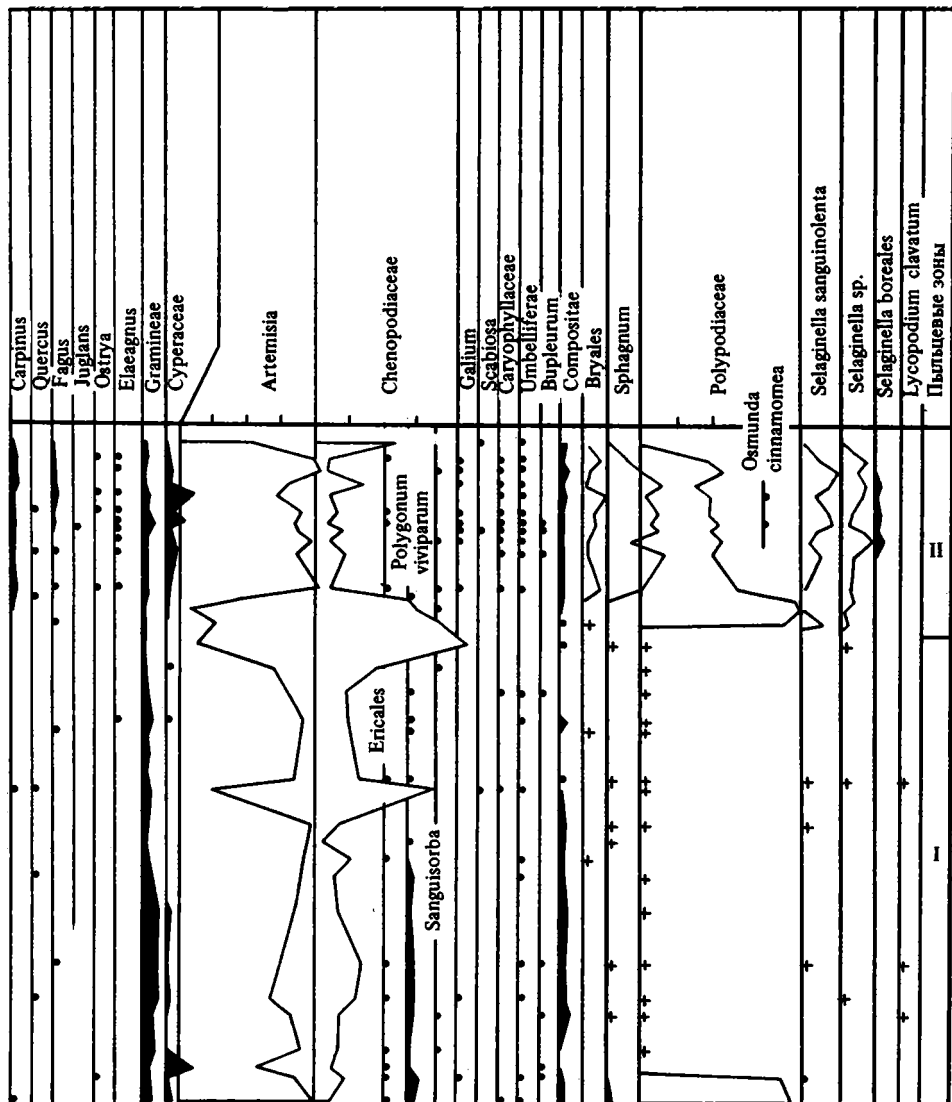


Рис. 43. Спорово-пыльцевая диаграмма плиоценовых озерных отложений в Торейской впадине  
 1 — алеврит; 2 — песчаный алеврит; 3 — дресва, гравий, обломки

в целом. Качественно новый этап отмечен и в эволюции фауны позднего плиоцена, начиная с ее древней стадии — чикойского фаунистического комплекса. Как указывает В. С. Зажигин (см. гл. 1), ассоциации фауны мелких млекопитающих показывают преемственность их развития по многим родам, непрерывно эволюционировавшим с начала позднего плиоцена (с ранней стадии чикойского комплекса).

Ориентируясь на палинологические материалы и детальные исследования фауны млекопитающих, можно предполагать, что вторая макрофаза гумидизации завершилась раньше того периода, с которым связывается распространение фауны чикойского комплекса. Конечно, у нас нет оснований считать, что процессы остепнения в более ранние



отрезки времени плиоцена были подавлены, так как палинологические материалы однозначно говорят о существовании остепненных группировок практически на всех уровнях рельефа — от равнин до среднегорий. Тем не менее прогрессирующее развитие степных фитоценозов временами сдерживалось. Во время по крайней мере двух макрофаз гумидизации происходило интенсивное облесение низкогорий, соединяющих нагорья Хэнтэй и Хангай, и возникали соединительные «лесные мосты» с формациями таежного типа. Они, как барьеры, разделяли предгорные и равнинные степи Приселенгинского бассейна на изолированные и полуизолированные участки, терявшие непосредственный контакт с настоящими степями более южных районов. В позднем плиоцене такой контакт стал более явственным и постоянным, что сказалось на составе фауны и генеральной линии ее эволюции.

Таким образом, время проявления второй макрофазы гумидизации плиоцена отно-



сится непосредственно к дочкойскому фаунистическому периоду. Моментом, уточняющим стратиграфическую позицию отложений с относительно гумидной флорой, может быть палеомагнитная характеристика осадков Арыбулакской депрессии. Образцы из горизонтов разреза, относящихся к концу гумидной фазы, имеют обратную намагниченность. Такая характеристика, вероятно, соответствует одному из эпизодов эпохи Гаусс (интервалы 2,8—2,9 или 2,94—3,06 млн лет)<sup>1</sup>. Если это справедливо, то завершение второго этапа развития растительности следует отнести к началу позднего плиоцена.

3. В последние годы появились новые палинологические материалы по истории развития растительности Северной Монголии в позднем плиоцене. Однако классифицировать их с уточнением возрастной последовательности изученных в разных местах ископаемых флор пока трудно. Разрезы разбросаны на большой территории и находятся на разных высотных уровнях; большинство из них являются небольшими фрагментами долинного комплекса осадков, по которым не улавливаются тенденции изменения палеофлоры. В генетическом отношении разрезы также неоднородны, и это влияет на полноту и объем получаемой информации.

Для горной страны Хангай имеется характеристика межбазальтового аллювия и аллювия высоких террас в долине р. Чулуту [Иванова и др., 1984; Крупенина, 1985]. В пыльцевых флорах отражен тот же состав эдификаторов лесов, что и в настоящее время. Во всех разрезах существенно преобладает пыльца обыкновенной сосны, а содержание пыльцы березы разное — очевидно, она выступала как субдоминант в отдельные микрофазы. Во всех разрезах определена пыльца листолиственных. Постоянные компоненты широколиственного комплекса — ольха, лещина, вяз, редкие — липа, граб. Ни в одном из разрезов не отразилась активизация темнохвойных лесов.

В отложениях разрезов Орхон-1 на р. Орхон и Дзун-Бурин на р. Селенге отражено господство сосновых остепненных лесов и смешанных лесов с липой, дубом, лещиной, вязом в полосе предгорий [Девяткин и др., 1982; Крупенина, 1985].

В разрезе Бурал-Обо отражены изменения состава и соотношений пыльцы в красноцветных суглинках, включающих три горизонта с остатками мелких млекопитающих (см. рис. 18). Изменения, выраженные в виде резких колебаний доли пыльцы березы, можно было бы отнести за счет местных факторов. Но если одновременно с распределением пыльцы березы рассматривать распределение и состав пыльцы широколиственных пород, то намечается определенная смена микрофаз, характеризующих тенденцию эволюции лесов. Так, заметны две микрофазы с преобладающей ролью березы, разделенные «фазой сосны». Во время первой фазы с березой в составе лесов росли дуб, клен, липа, вяз, лещина и ольха. Во время промежуточной — фазы сосны — широколиственных пород нет. Когда снова проявилась фаза березы, вместе с березовыми лесами «вернулись» только липа, лещина и ольха. Очевидно, не выдержали фазы остепнения клен и дуб, и, как показывают эти данные, пульсация и перестройка лесных сообществ в полосе развития лесостепи предгорий в этот период имели место.

Более определенные данные о проявлении мезофаз относительной гумидизации получены по материалам разреза горы Наран в долине р. Тола (см. рис. 22). Определена пыльца 15 родов дендрофлоры:

<i>Abies</i>	<i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i>	<i>Ulmus pumila</i>
<i>Larix</i>	<i>Betula</i> sect. <i>Fruticosae</i>	<i>Quercus</i>
<i>Picea</i> sect. <i>Eupicea</i>	<i>Salix</i>	<i>Acer</i>
<i>Pinus silvestris</i>	<i>Alnus</i>	<i>Tilia</i> sp.
<i>Pinus sibirica</i>	<i>Alnaster</i>	<i>Tilia</i> cf. <i>mandshurica</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i>	<i>Corylus</i> sp. 1, 2	<i>Crataegus</i>
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	<i>Ulmus</i> sp.	<i>Ribes</i>

<sup>1</sup> Изучение палеомагнитных свойств торейской свиты «белесой» серии проведено Е. И. Вириной (МГУ, географический факультет).

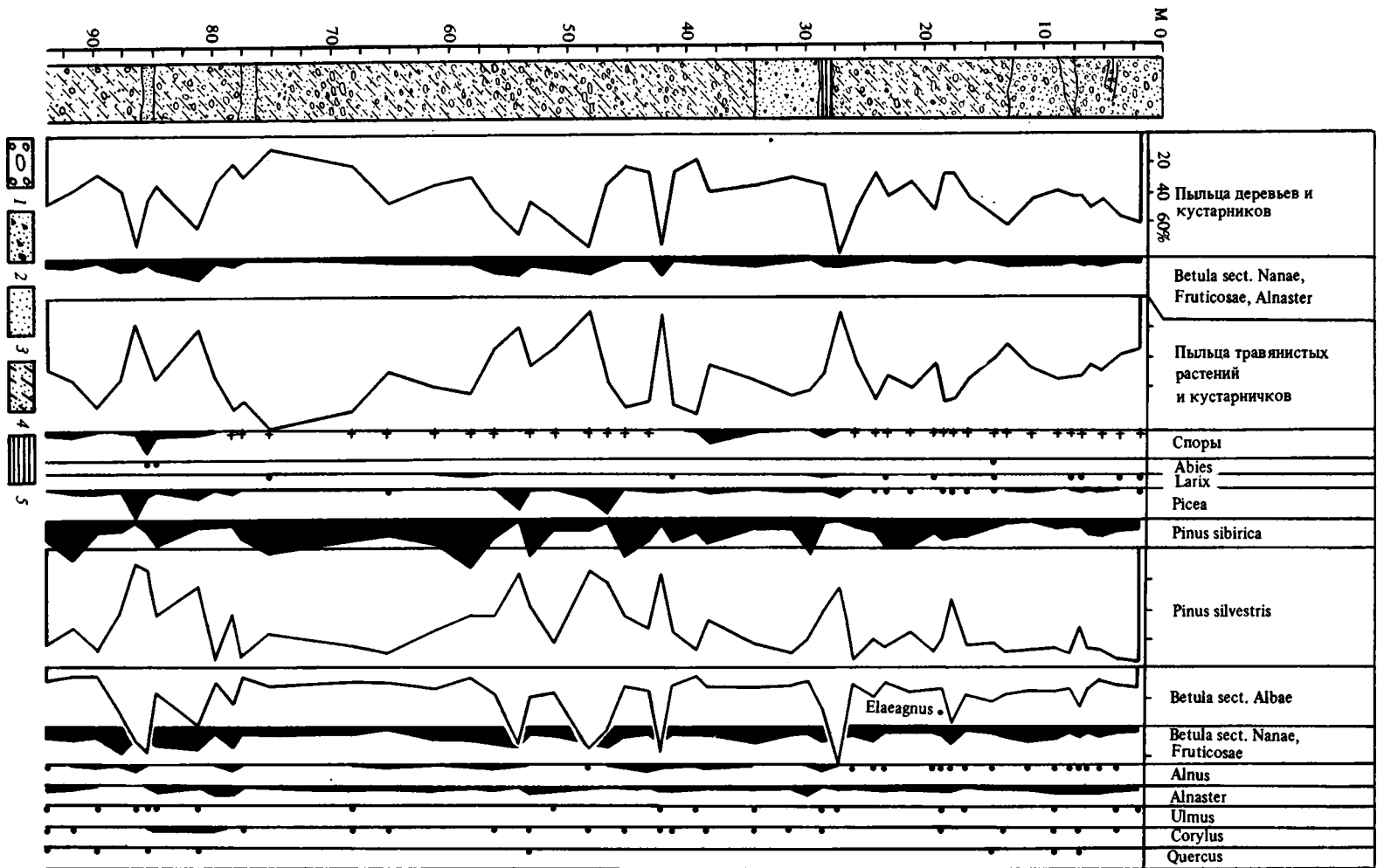
В течение всего времени формирования осадков сохранялось довольно высокое содержание пыльцы дендрофлоры, в основном березы и обыкновенной сосны, постоянно отмечается пыльца сибирской сосны, ели, лиственницы. Картина распределения растительности в Дзамарском массиве была довольно пестрой: выражены и поясность, и экспозиционная дифференциация. Подпояс остепненных лесов с вкраплением дуба, клена, липы сменялся в привершинной части массива лиственничниками с участием сибирской сосны и ели. На южных экспозициях были участки разнотравной степи, а в долинах ручьев — умерная растительность. Но важно отметить, что весь богатый пыльцевой комплекс из отложений этого разреза (кроме приведенного списка дендрофлоры, определено около 50 таксонов пыльцы травянистых растений) говорит об умеренной влагообеспеченности на уровне низкогорья Дзамара, где в настоящее время есть только небольшие участки березняков в самых верховьях долин ручьев. Колебания влагообеспеченности (и связанные с ними изменения растительности) происходили и в позднем плиоцене, но их воздействие на флору и структуру горных лесных формаций не было таким глубоким и выразительным, как ранее. Это иллюстрирует спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу скважины в центральной части Цасучейской впадины (долина р. Онон), в которой в позднем плиоцене формировался констративный аллювий (цасучейская свита «белесой» серии). Пыльцевой комплекс из почти 100-метрового разреза дает отчетливое представление об основных особенностях эволюции растительности в позднем плиоцене: о непрерывности развития предгорных и низкогорных формаций остепненных лесов («теплая лесостепь») и разнотравно-луговых степей; о периодической активизации темнохвойных лесов как продолжении линии ритмичности (или цикличности) в широком историческом плане; о выраженной тенденции прогрессирующего остепнения равнин (рис. 44).

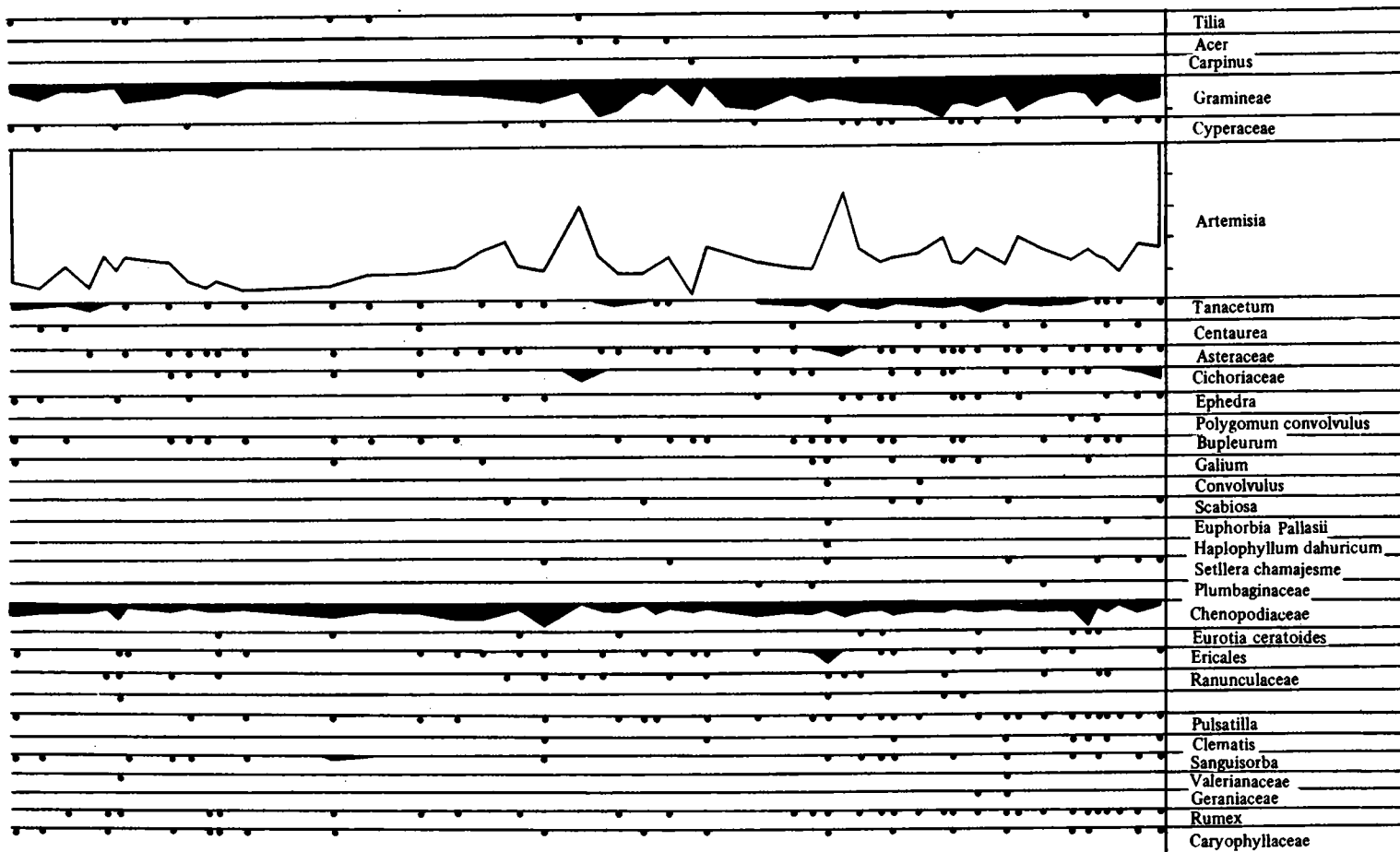
Спорово-пыльцевые спектры отражают динамику развития остепненных сосново-березовых лесов предгорий. Чередование относительно суховатых и более гумидных эпизодов проявляется по изменению доли пыльцы ели и березы. Но фактический материал показывает, что темнохвойные леса, оживлявшиеся во время относительно гумидных мезофаз, не имели в своем составе широколиственных пород, как в более ранние этапы плиоцена, поскольку пыльца широколиственного комплекса встречается рассеянно по всему разрезу и не приурочена к горизонтам с повышенным содержанием пыльцы ели. Следовательно, неморальные леса уже выпали из высотно-поясной структуры и темнохвойные формации приобрели облик современных монодоминантных лесов. Второй момент — постоянное присутствие в отложениях пыльцы лиственницы — означает развитие полосы лиственничников как структурного элемента поясности даурского типа. Постепенное нарастание остепненности в данном конкретном случае улавливается по увеличению частоты встречаемости и сочетанию некоторых форм пыльцы представителей лугово-степных и степных группировок снизу вверх по разрезу.

Рассматривая эволюцию растительности в позднем плиоцене, мы не используем понятие «макрофаза», хотя изменчивость климатических режимов и схема изменения растительности, судя по имеющимся данным, подчинялись в целом тем же закономерностям, что и ранее. Выделяя в позднем плиоцене только мезофазы, мы хотим подчеркнуть, что по палинологическим данным не диагностируется обеднение дендрофлоры, подобно тому как оно наблюдалось при переходе от макрофаз относительной гумидизации к относительно аридным макрофазам в среднем и начале позднего плиоцена (рис. 45). Поздний плиоцен характеризуется развитием некоторых соотношений в растительности, свойственных поясности семиаридного типа, — активным проникновением в горы степных ассоциаций, экспозиционным расселением разных типов лесов и вариантов открытых сообществ, осветлением и остепнением лесов, интразональностью раститель-

**Рис. 44.** Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплиоценовых (цасучейская свита) отложений в долине р. Онон

1 — галечники, гравийники; 2 — песок с дрсевой и щебнем; 3 — песок разнозернистый, рыхлый; 4 — песок пылеватый, белесый, слабо цементированный, 5 — алеврит





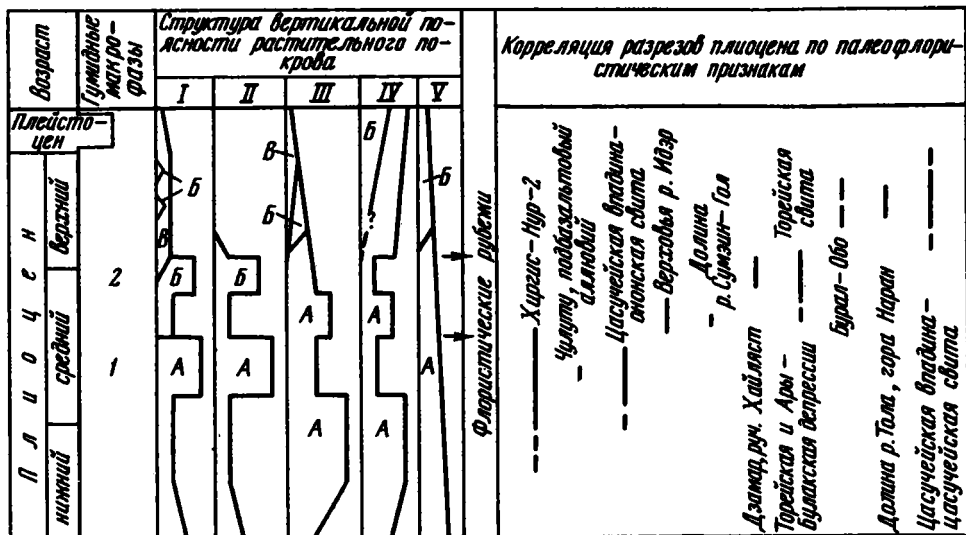


Рис. 45. Схема эволюции лесных формаций Хангая и Хэнтэя и корреляция разрезов плиоцена по палеофлористическим признакам

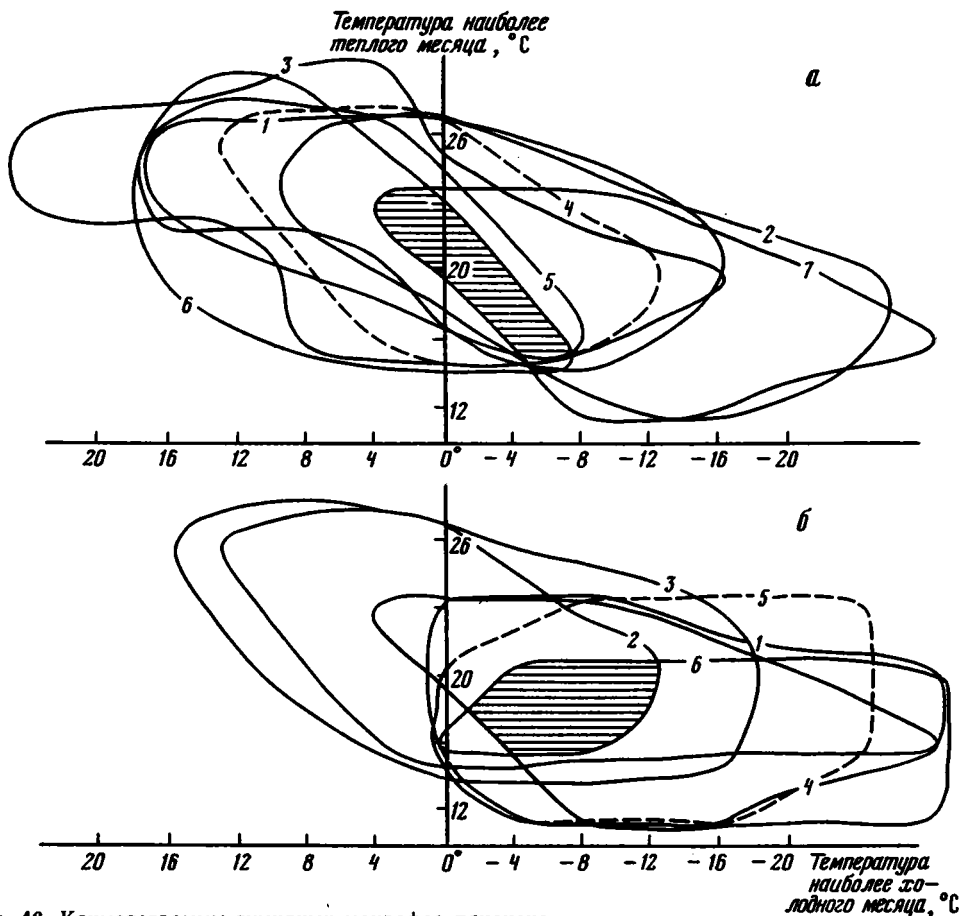
I — формации горных темнохвойных лесов: А — многопородные, Б — пихтово-еловые, В — кедровые; II — формации неморальных хвойно-широколиственных лесов: А — со средиземноморско-восточноазиатскими элементами во флоре, Б — с маньчжурскими элементами во флоре; III — формации смешанных лесов: А — многопородные с видами широколиственных пород, Б — сосново-березовые с ограниченным составом видов широколиственных пород, В — смешанные леса с лиственницей, сосной обыкновенной и березой; IV — формации светлохвойных лесов: А — сосновые, Б — лиственничные; V — формации долинных лесов: А — урёма, многопородные леса, Б — мономинеральные леса и рефугиумы широколиственных пород

ности долин. В отличие от современной поясной структуры был развит под пояс смешанных лесов с вкраплением широколиственных пород — более или менее широкая полоса «теплой лесостепи», соответствующая предгорным и низкогорным уровням рельефа. История деградации этих лесов связана уже с плейстоценовым этапом.

В качестве итога проведенного обзора остановимся на оценке роли обратимых и необратимых процессов во флоре и растительности в палеофлористических реконструкциях. Как показано выше, после отчетливо выраженной первой макрофазы гумидизации наступил второй двухфазовый ритм «аридизация—гумидизация». Процесс преобразования флоры проходил таким образом, что с наступлением второй макрофазы аридизации из ее состава исчезли представители родов *Tsuga*, *Pterocarya*, *Castanea*, *Rhus*, *Ilex*, *Fraxinus*, *Zelkova*, *Diervilla*, *Myrica*. По типу ареала распространения современных представителей эти роды объединяются в три географические группы. *Tsuga* и *Diervilla* имеют американско-восточноазиатский тип ареала, *Castanea*, *Zelkova*, *Pterocarya* и *Rhus* — американско-средиземноморско-азиатский, *Fraxinus*, *Ilex*, *Myrica* — американско-евразийский. Современные представители почти всех этих родов — в той или иной степени ореофитные виды, часть которых требовательна к влагообеспеченности, другие имеют повышенную требовательность к тепло- и влагообеспеченности. При наложении климатограмм некоторых родов этой группы, характерных для пыльцевой флоры онеонской свиты, очевидно, что минимальные зимние температуры в пределах пояса смешанных широколиственных и хвойно-широколиственных лесов были не ниже  $-8^{\circ}\text{C}$ <sup>1</sup> (рис. 46, а).

Представители широколиственной флоры, сохранившиеся после первой макрофазы гумидизации и прошедшие весь второй этап развития растительности плиоцена, по

<sup>1</sup> Методика определения палеотемпературных полей, основанная на ареологическом анализе компонентов флоры и преобразовании ареолограмм в климатограммы, разработана в отделе палеогеографии Института географии АН СССР под руководством В. П. Гричука.



**Рис. 46.** Климатограммы гумидных макрофаз плиоцена

*а* — первая гумидная макрофаза (средний плиоцен): 1 — *Zeakova*, 2 — *Diervilla*, 3 — *Rhus*, 4 — *Fagus*, 5 — *Castanea*, 6 — *Ilex*, 7 — *Acer* (дальневосточные, китайские, корейские виды); *б* — вторая гумидная макрофаза (конец среднего — начало позднего плиоцена): 1 — *Tilia* (дальневосточные виды), 2 — *Fagus*, 3 — *Carpinus*, 4 — *Acer*, 5 — *Osmunda cinnamomea*, 6 — *Picea sect. Omorica*. Заштриховано температурное поле, общее для всех родов

типу ареала объединяются в две группы. Американско-евразийский ареал имеют роды *Carpinus*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Acer*, *Tilia*, *Fagus*, американско-средиземноморско-азиатский — *Juglans*, *Ostrya*, *Elaeagnus*. Из них только *Fagus* (и, вероятно, *Ostrya*) дают ограничение минимальных зимних температур, равное  $-12^{\circ}\text{C}$  (рис. 46, б), остальные компоненты менее чувствительны к усилению суровости зим. Приуроченность большей части представителей этих родов к сообществам неморальных лесов, заметная по совместной встречаемости в спектрах пыльцы *Fagus* + *Carpinus* + *Juglans*, вызвана сходным их отношением к условиям влагообеспеченности. В меньшей мере они зависят от температурного фона, который, как показывают данные по разрезам Идэр и Суэйн-Гол, в период относительной аридизации был для них благоприятным даже в верхних уровнях Хангая. Сохранение этих элементов флоры в коренных формациях — неморальных лесах — до конца второй макрофазы гумидизации было возможно при условии, если до завершения ее в горах Северной Монголии и юга Забайкалья в лесном поясе была определенная последовательность смены подпоясов. Смешанные широколиственные леса выше переходили в темнохвойно-широколиственные; соответственно имела полоса контакта этих формаций и динамика развития растительности при переходе от

одной климатической фазы к другой строилась на основе такого контакта. Так, при сокращении площади темнохвойных лесов (импульс аридизации) их широколиственное «ядро» могло сохраняться в составе поднимавшихся выше в горы и замещавших эти леса смешанных лесов. При обратном процессе широколиственные породы переходили в свои коренные формации — темнохвойные леса — и расширяли ареалы одновременно с увеличением площади темнохвойных лесов. Периодические колебания общей влагообеспеченности при достаточно пока теплом и умеренно континентальном климате приводили к восстановлению неморальных лесов после их временной редукции. Эта принципиальная схема осуществлялась до наступления таких климатических ограничений в позднем плиоцене, которые привели к необратимому нарушению поясной структуры неморального типа.

Деградация формации темнохвойно-широколиственных горных лесов в начале позднего плиоцена была связана не только с направленным снижением общей влагообеспеченности на протяжении плиоцена, но и с суммарным эффектом от уменьшения влагообеспеченности и усиления континентальности климата. Этот эффект сказался на расселении лиственницы — активной лесообразующей породы, и схема динамики развития растительности во время колебаний влагообеспеченности, имевших место в позднем плиоцене, принципиально изменилась.

После второй макрофазы гумидизации широколиственный комплекс лишился представителей двух родов — *Fagus* и *Ostrya*, имевших американо-средиземноморско-азиатский тип ареала; вымерла ель секции *Omorica*. Широколиственные породы сохранившегося во флоре обедненного комплекса включали теперь главным образом представителей родов с широким американо-евразийским типом ареала (*Carpinus*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Acer*, *Tilia*, *Alnus*). Представители родов *Juglans*, *Carpinus*, *Elaeagnus* перешли в категорию редко встречающихся.

Представители перечисленных родов входят в состав формаций маньчжурской флористической области. По их отношению к теплообеспеченности эти роды можно объединить в три группы. Наиболее теплолюбивые — *Elaeagnus* и *Carpinus*. Минимальные зимние температуры в пределах их ареала составляют  $-17 \div -18^\circ$ . Распространение дальневосточных видов *Juglans* и *Corylus* ограничивается минимальными температурами  $-23 \div -25^\circ$ . Третью группу составляют виды родов *Acer*, *Tilia*, *Quercus*, наименее теплолюбивых. Для них минимальные ограничения средних зимних температур составляют  $-26 \div -28^\circ$  C. Очевидно, в позднем плиоцене не все элементы широколиственной флоры находились в условиях оптимального режима теплообеспеченности. Это заметно и по распределению в отложениях пыльцы широколиственных пород. Чаще всего в спорово-пыльцевых спектрах отмечено сочетание *Tilia* + *Corylus* + *Acer* + *Quercus* + *Alnus* + *Ulmus* и в виде единичных находок — *Carpinus*, *Juglans*. Последние перешли в категорию реликтовых форм и имели, скорее всего, разорванный, а в плейстоцене — очаговый ареал в регионе.

В позднем плиоцене все широколиственные породы потеряли связь с темнохвойными формациями и распределялись в лесных сообществах не в виде групп ингредиентов, а разрозненно — в соответствии с местными мезо- и микроклиматическими условиями. Во всяком случае, высотный интервал их расселения совпадал с подпоясом светлохвойных (сосновых) и смешанных (сосново-березовых) лесов, который был достаточно широким. В степную зону они проникали по долинам. Контакт смешанных и темнохвойных лесов не возобновлялся даже во время мезофаз гумидизации. Были две основные причины отсутствия такого контакта. Расселение широколиственных пород в верхние уровни гор стало ограничиваться недостатком тепла в течение вегетационного периода. Даже при понижении границы темнохвойных лесов между ними и смешанными лесами находилась промежуточная полоса лиственничников, затруднявшая контакты. Так темнохвойные формации приобрели в позднем плиоцене облик горных монодоминантных лесов.

Таким образом, для природного режима региона были характерны колебания климатических параметров разной частоты. История растительных ландшафтов проходила

на основе такой цикличности, наложенной на определенный тренд тепло-влажностного режима. Удалось провести примерную идентификацию в регионе пыльцевых флор, соответствующих двум макрофазам гумидизации и имеющих климатостратиграфическую значимость. Относительно аридные обстановки были, очевидно, более длительными и более типичными для региона, чем гумидные; в рамках таких режимов отмечались более короткопериодичные колебания климатических параметров, вызывавшие пульсацию горных лесов. Существенные преобразования растительности и флоры связаны именно с двумя макрофазами гумидизации. Указанные закономерности, свойственные эволюционному процессу во флоре и растительности региона, должны быть учтены при корреляции и расчленении осадков плиоцена по палеоботаническим признакам. Так, следует учитывать, что во время фаз относительной аридизации дендрофлора равнин и предгорий обеднялась и как бы приобретала «омолаживающие» признаки. Поэтому в разрезах, расположенных вдали от гор, пыльцевые флоры соответствующих фаз могут быть датированы с ошибкой в сторону их омоложения, особенно если опираться только на таксономический состав флор. С наступлением фаз относительной гумидизации дендрофлора тех же районов обогащалась за счет ближних миграций при понижении границы лесного пояса, т. е. приобретала черты «древности», так как в ней появлялись компоненты, отсутствовавшие на предыдущем этапе. При диагностике таких флор есть потенциальная вероятность ошибки в сторону удревнения «гумидных» пыльцевых комплексов. Поэтому особое значение приобретает выявление тенденций динамики развития растительности. Флористический критерий здесь не имеет приоритета перед фитоценоотическим, так как состав лесообразующих пород в целом для плиоцена приближался к современному. Поэтому суждение о степени архаичности пыльцевой флоры должно вырабатываться при сочетании детального анализа как состава дендрофлоры, так и таксономического состава пыльцы травянисто-кустарничкового яруса и спор, анализа частоты встречаемости редких элементов дендрофлоры и количественных соотношений между компонентами спорово-пыльцевых спектров при обязательной коррекции выводов данными о положении разреза с ископаемой пыльцевой флорой в системе высотно-поясной структуры. В этом отношении нельзя признать удачной такую практику, когда пыльцевые флоры плиоцена рассматриваются и анализируются лишь в рамках списочного состава таксонов дендрофлоры без точной привязки к разрезу или к его горизонтам конкретных пыльцевых комплексов в их полном объеме.

Материалы, изложенные в данной главе, конечно, не отражают с исчерпывающей полнотой историю эволюции растительности региона в плиоцене. Безусловно, они затрагивают фрагменты этой истории, по которым тем не менее можно воссоздать основные пути эволюции флоры и растительности. Остаются недостаточно разработанными вопросы детальной климатостратиграфии отложений позднего плиоцена и корреляции его событий. Требуется дальнейшая разработка возрастных индикационных признаков пыльцевых флор, особенно флор, характеризующих этапы относительной аридизации растительности.



## ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ МОНГОЛИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ И ПАЛЕОИНДИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ИСКОПАЕМЫХ ПЫЛЬЦЕВЫХ ФЛОР

Большая часть исследуемого региона относится к внеледниковой зоне. Растительный покров этой огромной территории формировался в полосе непрерывного контакта формаций Евразийских хвойно-лесной и степной геоботанических областей. Корреляция событий плейстоцена здесь и в прилегающих районах Забайкалья должна базироваться в значительной мере на характеристике соотношений во времени лесной и степной растительности. Специфичность некоторых моментов эволюции растительности лесного и степного типов не получила, на наш взгляд, соответствующей оценки в палеоботанических реконструкциях, которые ранее проводились в отдельных районах Монголии и прилегающих частях Прибайкалья, Южного и Восточного Забайкалья. Поэтому необходимо было провести поиски критериев реконструкции палеорастительности и разработку общей концепции эволюции флоры и растительности в плейстоцене. Теперь можно подвести некоторые итоги.

В результате обзора и анализа палинологических материалов, как опубликованных, так и личных, мы пришли к следующим выводам. Во-первых, использование при реконструкциях концепции о «стандартном» климатическом ритме плейстоцена для нашего региона неправомерно; фактическими данными такой подход не подтверждается. В соответствии со «стандартной» моделью климатического ритма межледниковые эпохи представлялись относительно теплыми и влажными, а в «холодном» полуритме выделялась холодная сухая климатическая фаза, когда происходила перестройка растительности по перигляциальному типу, что считалось реальным даже для юга Забайкалья и Северной Монголии. При таком подходе к установлению корреляционных соотношений ископаемых пыльцевых флор и климатических фаз приходилось говорить о деградации лесной растительности в периоды оледенений (похолоданий) и распространении «холодной перигляциальной степи», «сухой перигляциальной степи», «холодной горной степи» [Равский и др., 1964; Базаров, 1968; Гитерман и др., 1968; Равский, 1972; Геокриологические..., 1974; Корнутова и др., 1975; Голубева, 1976, 1977, 1978, 1982; Голубева, Караулова, 1983]. Но приводимые в работах фактические материалы такой картины не дают (см. гл. 6), и никакого флористического обоснования в пользу распространения «холодных степей» в работах не приводится. В некоторых случаях, чтобы все-таки «втиснуть» свои данные в жесткие рамки принятой стандартной схемы, авторы работ прибегали к таким «аргументам», как наличие ветрового заноса пыльцы некоторых деревьев [Голубева, 1976 с. 63, 65] или идентификация палинологически «немых» слоев с холодными периодами [Геокриологические..., 1974].

Во-вторых, сами реконструкции по так называемым безлесным палинологическим комплексам не могут быть однозначными на нашей территории, так как в горных районах формирование подобных сочетаний пыльцы и спор может происходить в разных ландшафтных обстановках, не исключая и лесные, например когда доминантом лесов становилась лиственница.

В-третьих, палеоботанические материалы, которые подтверждали бы четырехкратное повторение на протяжении плейстоцена аналогичных смен растительности по стандартной модели климатического ритма (в частности, распространение перигляциальной растительности), в нашем регионе отсутствуют. В то же время анализ последовательности пыльцевых флор показывает, что, как и в плиоцене, колебания влагообеспеченности действительно существенно влияли на перестройку структуры растительного покрова в течение плейстоцена и голоцена; изменчивость же температурного фона стала вторым решающим фактором при выработке форм перестроек растительности в основ-

ном в позднем плейстоцене. К этому времени общий уровень тепло- и влагообеспеченности в регионе понизился до некоторых критических значений, и даже небольшие отклонения от текущих режимов вызывали ответную реакцию растительных сообществ, улавливаемую при палинологических исследованиях осадков.

В данной работе использованы единые критерии классификации ископаемых пыльцевых флор и палеораствительности по такому признаку, как отношение к тепло- и влагообеспеченности. В Северной Монголии наиболее подходящим палеоиндикатором влагообеспеченности является высотное положение нижней границы лесного пояса (вернее, полосы чередования леса и степи), где в настоящее время выпадает не менее 350—380 мм осадков в год. Палинологическим методом должна улавливаться реакция лесов на колебания влажности в прошлом. В то же время изучение субфоссильных спектров пыльцы (см. гл. 2) показало, какие признаки, включая качественный состав и количественные соотношения компонентов, следует учитывать при восстановлении структуры вертикальной поясности, подобной современной. Следовательно, первый критерий — это определение степени облесенности бассейна относительно современного состояния, которое отражено в выборках субфоссильных проб. Вторым критерием, способствующим детализации представлений о типах лесных формаций, — это учет таксономического состава пыльцы травянистых и споровых растений в соответствии с их экологической приуроченностью и непременно на основе закономерностей распределения их пыльцы и спор в современных осадках разных вертикальных поясов. Третий критерий должен давать информацию также о теплообеспеченности, так как основан на учете таксономического состава и частоты встречаемости пыльцы широколиственного комплекса.

Специфической особенностью эволюции лесной растительности региона было длительное сохранение во флоре некоторых широколиственных пород. В плейстоцен «перешли» по крайней мере по два вида родов *Corylus*, *Alnus*, *Tilia*, представители родов *Quercus*, *Ulmus*, *Acer*, *Carpinus*, *Juglans*, *Elaeagnus*. По результатам изучения пойменных уровней установлено, что ольха, лещина, вяз и липа в некоторых долинах встречались вплоть до суббореального периода голоцена [Малаева, Мурзаева, 1987]. Следовательно, в регионе были условия для сохранения широколиственных пород в течение всего плейстоцена и сокращение их ареалов шло постепенно, причем этот процесс, по-видимому, продолжается в смежных районах Забайкалья. Так, известна реликтовая роща вяза долинного у пос. Акша (Восточный Хэнтэй) — за 1000 км от его дальневосточного ареала [Васильев, 1979], имеются изолированные местонахождения амурской липы и разнолистной лещины в верховьях р. Шилка, а в бассейне рек Онон и Шилка растут два вида ольхи. Из сведений, имеющих в ботанической литературе, необходимо также вспомнить конкретные примеры наличия реликтовых элементов в современной флоре юга Восточной Сибири. Есть данные о географических связях с флорой былых широколиственных лесов Южной Сибири, от которых в Алтае-Саянском секторе сохранились реликтовые рощи липы и группа травянистых реликтовых видов, свойственных хвойно-широколиственным лесам. Часть этих видов обнаружена и в пихтовых лесах северных отрогов хребта Хамар-Дабан [Епова, 1956], а два вида — *Viola dactyloides* и *Menispermum dahuricum* — встречаются в лесах Хэнтэя [Грубов, 1955]. Реликты из числа травянистых растений, известные во флоре Байкальской Сибири, включают несколько возрастных групп, в том числе группы миоцен-плиоценовых и плиоценовых видов [Пешкова, 1984]. Травянистые реликты смешанных широколиственных лесов (*Apemone ganunculoides* и *A. altaica*) описаны в растительности юго-западного берега Байкала [Попов, 1957а], а на западных склонах Баргузинского хребта у Чивыркуйского залива известны даже целые степные группировки — остатки бывшего «теплого» лесостепного комплекса [Тюлина, 1981]. Неморальные виды травянистых растений описаны во флоре Верхнеангарской долины, особенно интересны *Listera cordata* и *Galium triflorum* — «реликты третичных широколиственных лесов» [Иванова, 1978]. Всё это позволяет предполагать, что трансформация растительности в плейстоцене проходила таким образом, что широколиственные породы имели возможность сохраняться во флоре региона, невзирая на изменчивость климатических режимов, что они вымирали в некоторой

последовательности путем постепенной деформации ареалов, и это может быть косвенным признаком отсутствия «климатических катастроф».

К каким выводам о характере преобразований растительности в плейстоцене приводит анализ палинологических материалов? Как следует из обзора региональных особенностей строения рыхлых отложений плейстоцена, основная часть разрезов, изученных палинологически, сосредоточена в северных районах Монголии. В этом секторе страны, так же как в смежных районах Забайкалья, широко распространены песчаные отложения, которые сопоставляются с кривоярской свитой Забайкалья [Корина, 1974; Девяткин, 1981; Геоморфология..., 1982]. Трактовка возраста и климатических аспектов формирования песков кривоярской свиты представляет особый интерес в связи с тем, что в большинстве посвященных ей работ с ней связывается ледниковая история гор Забайкалья и Северной Монголии. Формирование региональной песчаной кривоярской свиты (частичное или полное — в разной интерпретации) на юге Западного Забайкалья и в долинах Селенгинского бассейна Северной Монголии исследователи относят к среднему плейстоцену, так же как и крупные перестройки растительности, происходившие неоднократно начиная с самаровского времени [Равский и др., 1964; Равский, 1972; Голубева, 1977, 1982]. Существует представление о длительности формирования песчаных толщ, происходившего не только в эпоху самаровского, но и в более поздние ледниковые эпохи [Нагорья..., 1974].

Очевидно, что историю растительности раннего—среднего плейстоцена невозможно рассматривать без анализа условий формирования песчаных толщ, распространенных в долинах Северной Монголии и примыкающих районах Забайкалья. Немногочисленные палеоботанические данные по кривоярской свите Западного Забайкалья, по нашему мнению, не соответствуют представлению о суровых климатических условиях времени их накопления. В Нижнеселенгинской впадине в отложениях свиты определено значительное количество пыльцы обыкновенной сосны, отмечено присутствие пыльцы березы, ольхи и липы [Базаров, 1968], т. е. нет оснований говорить об аномальности растительности. Еще более проявился эффект облесенности во время формирования 150-метровой толщи песков в долине р. Хилок [Корнутова и др., 1975], а принцип, по которому авторы расчленили толщу на тобольский и самаровский горизонты, не понятен.

На юге Восточного Забайкалья нами выделена раннеплейстоценовая борзинская свита [Малаева, 19876], осадки которой выполняют долину р. Борзя в нижнем течении. Здесь мощность погребенного песчаного аллювия составляет около 50 м, а ТЛ-даты дают возрастной интервал 610—760 тыс. лет [Симонов и др., 1987]. Флористический комплекс борзинской свиты отражает сложившееся в полосе контакта леса и степи прерывистое распространение светлохвойных и смешанных лесов на остепненных ныне отрогах Нерчинского, Кукульбейского и Ононского хребтов. В составе сосново-березово-лиственничных лесов были ольха, лещина, вяз и липа. Значительный интервал среднего плейстоцена в соответствии с ТЛ-датами (205—325 тыс. лет) отражен в разрезах шилкинской свиты, составляющей самое молодое звено комплекса осадков «белесой» серии [Симонов и др., 1987]. Эти отложения являются возрастным аналогом кривоярской свиты, но ни в одном из разрезов в бассейнах рек Шилка, Ингода, Онон и Унда нам не удалось выделить палинологических комплексов, указывающих на существенное похолодание и коренную перестройку растительности. Те данные, которыми мы располагаем, свидетельствуют о преобладающем развитии остепненных светлохвойных и смешанных лесов с участием группы широколиственных растений (дуб, клен, вяз, липа амурская и маньчжурская, лещина, ольха, редко орех).

Анализ палинологических материалов по Монголии следует начать с разреза Налайха, в котором определен богатый комплекс фауны, сопоставимый с таманским и тираспольским фаунистическими комплексами [Жегалло и др., 1982]. Разрез также интересен тем, что в толще древнего аллювия, вмещающего остатки фауны, намечается дифференциация по характеру распределения пыльцы широколиственных пород (см. рис. 26). Наиболее разнообразен их состав в песках нижней части слоя 6. В верхней части слоя 6 отсутствует пыльца ореха и граба, а в осадках слоев 7 и 8 пыльцы широколиственных

пород не встречено. Здесь, таким образом, отражены типичные для региона варианты микроритмичности тепло- и влагообеспеченности, фиксируемые по наличию или отсутствию отдельных, наиболее чувствительных элементов дендрофлоры. В данном случае, как и на юге Восточного Забайкалья, имелись благоприятные условия для расселения в предгорьях остепненных лесов и был оптимальный режим для распространения сообществ луговых разнотравных степей. Авторы указанной работы пришли к выводу о возможности выделения отложений нижнего (пески ложного плотика высокой террасы) и верхнего горизонтов кривоярской свиты.

Сопоставление с песками кривоярской свиты отмечалось также для аллювия высокой террасы р. Халхин-Гол [Десяткин, 1981; Десяткин и др., 1987]. В отложениях, которые в соответствии с ТЛ-датами можно отнести к разным отрезкам времени среднего плейстоцена, определены весьма характерные пыльцевые флоры, отражающие лесостепной характер растительности (доминирование сосновых лесов) с участием широколиственных пород — ольхи, вяза, лещины, липы и дуба. В озерных отложениях Тамагаской впадины к этим таксонам добавляется единичная находка пыльцы ореха, а в разрезе высокой аккумулятивной поверхности вблизи солончаков Курэй — также пыльца граба (см. гл. 3). Облесенность склонов долины отражена и в отложениях наиболее высокого террасового уровня на нижнем отрезке долины р. Керулен, так же как и наличие в растительности микротермных широколиственных пород. Таким образом, в восточном и хэнтэйском секторах Монголии комплекс отложений нижнего—среднего плейстоцена охарактеризован вариантами пыльцевых флор с участием пыльцы широколиственных пород, что не позволяет выделить период существенного ухудшения термического режима и свидетельствует о более благоприятных, чем современный, режимах влагообеспеченности на низких уровнях гор и в предгорьях.

Рассмотрим материалы по западной периферии Хэнтэя. В долине руч. Хайляст (бассейн р. Тола) рыхлые отложения изучены наиболее детально. Здесь увереннее, чем в крупных бассейнах, можно фиксировать изменчивость палеорастительности и давать ей климатические оценки. По материалам, приведенным в данной работе, и серии разрезов, которые в нее не вошли, комплекс отложений погребенного и террасового аллювия, за исключением наиболее молодого, верхнеплейстоценового горизонта, включает пыльцевые флоры лесного и лесостепного типов с большей или меньшей долей участия пыльцы темнохвойных пород (см. рис. 23, 24). Они наглядно отражают пульсацию лесов в Дзамарском массиве, в котором могли сохраняться даже ель и сибирская сосна, невзирая на неоднократные колебания влагообеспеченности. Постоянно отмечается присутствие в отложениях пыльцы широколиственных пород, но состав этой группы со временем менялся: наиболее устойчивыми в растительности бассейна были ольха, клен и вяз, а в отдельные периоды появлялась липа.

Близким по характеру осадков к разрезам кривоярской свиты Западного Забайкалья может считаться высокая песчаная терраса р. Иро-Гол. Генезис песков объяснялся особым типом аллювиального накопления в перигляциальных условиях [Геоморфология..., 1982]. Устойчиво большое содержание пыльцы деревьев и кустарников говорит о непрерывности развития лесов в бассейне, а таксономическое разнообразие обусловлено распространением лесных формаций разных типов (см. рис. 17). Пыльца широколиственных пород прослеживается по всему разрезу, за исключением верхнего 5-метрового горизонта. Очевидно, особое место во флоре бассейна реки занимали граб, орех, лох — их участие в растительном покрове было ограниченным, судя по редкой встречаемости пыльцы. Но даже редкие находки их пыльцы совместно с пыльцой других родов широколиственных пород дают основание для уточнения некоторых параметров климатического режима предгорий, отличавшегося более умеренным фоном зимних температур и отсутствием больших сезонных температурных аномалий, наблюдающихся в настоящее время. Сейчас средние зимние температуры на этом участке долины в январе составляют  $-25 \div -26^\circ$ , в июле  $17-18^\circ$ , но абсолютный минимум достигает  $-48^\circ$ , а максимум  $+38^\circ$  при среднегодовой норме осадков около 300 мм. В период формирования основной части песчаной толщи такая контрастность летнего темпера-

турного фона исключалась: выпадало не менее 500 мм осадков в год и было прохладнее; зимние температуры были выше, иначе во флоре отсутствовали бы граб и лох.

Иная картина палеорастительности получена по результатам палинологического изучения песков верхней части разреза Бурал-Обо (см. рис. 18). Основная часть песчаной толщи формировалась в разных ландшафтных условиях: фаза относительного остепнения сменялась более прохладной фазой расширения лесов, а затем снова наметился переход к остепнению. Различия таксономического состава пыльцы (из широколиственных пород отмечена только единичная пыльца ольхи, лещины, липы), структуры спорово-пыльцевых спектров, соотношений ведущих компонентов спектров — все это не позволяет считать пески Иро-Гола и Бурал-Обо синхронными образованиями.

Массивы песков, формирующих «боровую» террасу в долине р. Онон, содержат пыльцевой комплекс, наглядно отражающий фазу остепнения и осветления лесов предгорного уровня. Наряду с активизацией березовых остепненных лесов в долине сохранялся комплекс широколиственных пород — ольхи, лещины, вяза, липы (см. рис. 27). Диаграмма дает представление о степени выраженности термического оптимума межледниковья, который мы сопоставляем с каргинским временем (см. ниже).

Этим коротким обзором мы стремились показать следующее. Первый момент — песчаные образования в долинах рек Северной Монголии и примыкающего района Восточного Забайкалья имеют широкий возрастной диапазон, а их формирование не связано со специфическими или аномальными климатическими режимами. Второй момент — изученные фрагменты песчаных толщ и их возрастных аналогов в Восточном Забайкалье включают пыльцевые флоры в основном лесного, лесостепного и степного типов; в них постоянно присутствуют элементы широколиственного комплекса. Третий момент — состав пыльцевых флор, соотношения основных групп пыльцы и отдельных компонентов отражают колебания облесенности и остепнения территории и, следовательно, изменения режима влагообеспеченности. В предгорных районах, где в основном расположены изученные разрезы, температурный фон не испытывал таких колебаний, которые привели бы к вымиранию микротермных широколиственных пород, т. е. средние температуры самого теплого месяца не опускались ниже 16—17°.

Сделав такие выводы, мы должны далее обратиться к оставшимся нерешенными вопросам: в какой мере можно опираться на палинологические данные при расчленении долинного комплекса осадков ранне-среднеплейстоценового этапа; каков верхний возрастной предел формирования долинных песчаных толщ, ассоциирующихся с кривоярской свитой; не следует ли из приведенных материалов, что палеоботанические данные не подтверждают существования древнего среднеплейстоценового оледенения в высокогорьях Северной Монголии?

Вопрос о расчленении ниже-среднеплейстоценовых отложений по составу пыльцевых флор, конечно, разработан пока недостаточно полно, однако вряд ли можно рассчитывать, что в будущем появится возможность датировать отдельно взятые горизонты по каким-то унифицированным пыльцевым комплексам, своего рода шаблонам. Исследования последних лет показывают, что некоторые «устоявшиеся» представления о возрасте отложений приходится теперь пересматривать в плане их «омоложения» благодаря появляющимся абсолютным датировкам и большей детализации палинологических работ. Так обстояло дело с «белесой» толщей Восточного Забайкалья, в составе которой выделены не только плиоценовые, но и ниже-среднеплейстоценовые горизонты. Начата работа по датированию песчаных толщ, и, по предварительным данным (устное сообщение О. А. Куликова), ТЛ-дата из нижней части песков Иро-Гола составляет около 100 тыс. лет. Это вполне очевидный сигнал об осторожности при использовании в целях корреляции такого показателя, как состав пыльцы широколиственных пород, и такого критерия, как направленное обеднение широколиственного комплекса на протяжении плейстоцена. Ясно, что одни и те же виды вымирали на территории Монголии не одновременно, здесь действовала система рефугиумов и активной местной миграции. Поэтому важно иметь какие-то «реперы», закрепляющие верхний

возрастной предел встречаемости пыльцы тех или иных широколиственных пород в отложениях. Пока можно говорить об уточнении наших представлений о верхнем возрастном пределе для ореха, граба, лоха.

Ранее мы считали, что совместная встречаемость пыльцы ореха, граба и представителей группы микротермных широколиственных пород является признаком относительной древности отложений в пределах плейстоцена, рассматривая как возрастной эталон разрез Налайха, охарактеризованный фауной. Расширение палинологических работ дало новые фактические данные, из которых следует, что ареал ореха и граба сокращался в определенной пространственно-временной последовательности. Так, единичные находки этой пыльцы отмечены в раннеплейстоценовых отложениях разреза Налайха, древнем аллювии рек Чулуту и Селенга. В разрезах Восточной Монголии пыльца ореха, граба, лоха отмечена в среднеплейстоценовых отложениях (Тамцагская впадина, равнина Курэй, древний аллювий р. Керулен). На Дзамарском участке эта пыльца в плейстоценовом комплексе не обнаружена. В песчаной толще Иро-Гола отмечена пыльца ореха, граба и лоха. И наконец, пыльца ореха и граба определена в долине р. Киркун (приток р. Онон) в аллювии цокольной 20—25-метровой террасы, из которого О. А. Куликовым получена ТЛ-дата около 70 тыс. лет. Объективно напрашивается вывод, что в течение плейстоцена действительно происходило довольно быстрое (в масштабах геологического времени) сокращение ареала этих пород. Вначале они исчезли из долин северной периферии Хангая, затем (в среднем плейстоцене) — из предгорий Большого Хингана, сохраняясь в долине р. Шилка (в шилкинской свите их пыльца изредка встречается), а также в долинах Онона и Иро-Гола. Участки этих долин могли быть последними рефугиумами, где орех и граб сохранились в растительности до начала позднего плейстоцена. Таким образом, наиболее теплолюбивые элементы широколиственного комплекса могут быть показательными формами при расчленении плейстоценовых отложений, если принимать их встречаемость в отложениях как следствие не только временной, но и пространственной дифференциации растительности. Наблюдение за частотой встречаемости пыльцы других компонентов широколиственного комплекса также показывает длительную пространственную приуроченность некоторых форм к определенным бассейнам и геоморфологическим уровням, в то время как в других районах их пыльца встречается периодически. Этим подтверждается положение о наличии нескольких региональных «очагов» широколиственных пород, из которых шли местные миграции при периодической активизации лесов. Очевидно, «пространственно-временная шкала» встречаемости пыльцы микротермных широколиственных пород может быть со временем установлена.

Возвращаясь к вопросу о возрастных ограничениях кривоярской свиты, обратимся к двум разрезам — ононскому и иро-гольскому. По некоторым литологическим особенностям, условиям залегания и строению пески ононской террасы напоминают песчаную толщу иро-гольского разреза. Есть вполне отчетливые признаки участия в той и другой толще склоновой составляющей, а визуальные признаки аллювиальности в обоих случаях более характерны для нижней части вскрытых толщ, где есть прослой и линзы с окатанным материалом. Иро-гольские пески, накопившиеся в присклоновой части долины, правда, более всего отвечают представлению о формировании их преимущественно как полого наклоненного к долине шлейфа, включавшего «порции» аллювиальных осадков и большую часть уже срезанного рекой; отсюда и значительная высота современного обрыва, находящегося фактически вблизи сочленения рыхлой толщи с коренным склоном, и заметный уклон поверхности в этой части склона. Песчаная толща в долине р. Онон формирует более низкий и лучше выраженный в долине уровень, чем пески Иро-Гола. Мы предполагаем, что ононские пески моложе, чем иро-гольские. Палинологическая характеристика ононских песков позволяет однозначно относить их к термическому оптимуму межледниковья. Предположение о казанцевском возрасте менее реально, поскольку в этом случае пришлось бы принять более древний, чем показывает абсолютная дата, возраст иро-гольских песков, палинологический комплекс которых отличается от такового ононских песков, что не позволяет относить их к одному и тому же ритму.

Предположение о каргинском возрасте ононских песков более реально. Напомним, что из материалов по Хангаю нами установлена фаза весьма теплолюбивой растительности в период урд-тамирского (= каргинского) межледниковья в долине р. Урд-Тамира (см. гл. 3). Состав межледниковой пыльцевой флоры Урд-Тамира, включающей группу пыльцы широколиственных пород (см. рис. 14), можно объяснить только специфическими соотношениями тепло- и влагообеспеченности в регионе, когда термический оптимум соответствовал, возможно, наиболее низкому за весь предыдущий период плейстоцена уровню влагообеспеченности. Подтверждением региональности таких условий могут быть палинологические материалы по разрезу верхнеплейстоценовых отложений в долине руч. Хайляст (Дзамар), где каргинскому межледниковью отвечает пыльцевая зона II с минимальным за всю историю осадконакопления в этом бассейне количеством пыльцы дендрофлоры (см. рис. 24). Палинологический комплекс ононских песков в этом отношении подтверждает данные по упомянутым разрезам. Из всего сказанного следует, что период формирования песчаных толщ в Северной Монголии был растянут во времени — начиная с раннего плейстоцена и до каргинского межледниковья включительно.

Круг вопросов стратиграфического и палеогеографического плана, связанных с оледенением гор в среднем плейстоцене, затрагивался в региональной главе. Пока существует неопределенность при выделении отложений двух самостоятельных оледенений в горах Монгольского Алтая. Но следы древнего оледенения существуют, так же как и признаки неоднократного наполнения плювиальных бассейнов Котловины Больших Озер, и есть данные о палеофлористических и палеоклиматических аспектах, связанных с этими событиями. Ранее уже отмечалась связь повышения влагообеспеченности с развитием оледенения в конце среднего плейстоцена и обводнением бессточных впадин Западной Монголии, причем подчеркивалось, что нижняя граница лесов в Западном Хангае испытывала в этот период заметную депрессию [Девяткин и др., 1978]. Палеоботанические материалы, характеризующие этот период, дополнены новыми данными, подтверждающими потенциальную возможность зарождения ледников в высокогорной части Центрального Хангая в тазовское время. Река Дзабхан была одним из основных источников пополнения плювиального водоема в Котловине Больших Озер, от которого сохранились хорошо выраженные аккумулятивные уровни, а озерные отложения датированы. В долине р. Дзабхан прекрасно выражена аллювиальная равнина этого периода — 50-метровая цокольная терраса. В аллювии террасы запечатлены три стадии развития горных лесов. К началу формирования аллювия на южном мегасклоне Хангая был пояс смешанных и светлохвойных лесов; темнохвойные леса были «отодвинуты» в верхние уровни гор. Средняя часть толщи формировалась во время фазы активизации темнохвойных лесов и долинных инверсионных ерниковых группировок. Верхняя часть толщи накопилась после фазы максимальной облесенности бассейна, однако существовавшая структура вертикальной поясности в горах сохранялась. В предгорьях в течение всего этапа в составе лесов были широколиственные породы — дуб, липа, вяз, лещина и ольха (см. рис. 16). Мы предполагаем, что леса могли спускаться до высоты примерно 2000 м. Последовательность изменения климатических режимов была такой: увеличивалась влагообеспеченность и снижался температурный фон, остававшийся на верхних уровнях гор пониженным и после оптимума увлажнения, что вызвало продвижение вниз по долине ерниковых группировок и обильное поступление в аллювий пыльцы кустарниковых берез.

Современную обеспеченность атмосферными осадками среднегорного уровня северо-западной части бассейна дают наблюдения метеостанции Улясутай—250 мм с редкими максимумами до 300—310 мм. Степи в долине Дзабхана получают около 200—250 мм осадков в год. Естественно, что предполагаемое положение нижней границы леса в прошлом на уровне 2000 м лимитировалось количеством осадков, которое не могло быть ниже критических значений, необходимых для развития смешанных лесов с широколиственными породами, т. е. не менее 450—500 мм в год. Сейчас на верхних уровнях гор выпадает 400 мм и более осадков в год, т. е. в 2 раза больше, чем на уровне степного

пояса. Близкие соотношения должны были существовать и в конце среднего плейстоцена, так как высота Хангая существенно не отличалась от современной. Тогда количество среднегодовых осадков на палеогляциальном уровне могло быть около 900—1000 мм. О температурном режиме на этом высотном уровне судить труднее. Сейчас в долине Дзабхана у верхней границы пояса настоящих степей средняя температура июля составляет 18°. Мы предполагаем, что в прошлом возрастание общей влагообеспеченности сопровождалось некоторым снижением летнего температурного фона, но не более чем до 16—17° для июля, иначе наступила бы критическая ситуация для широколиственных пород. Современный градиент средней июльской температуры от степного пояса до верхней границы лесного составляет в бассейне 8°. При таком же или близком значении перепада температуры в прошлом июльская температура в вершинном поясе гор могла оказаться на 1—2° ниже современной. Таким образом, климатические предпосылки для развития горного оледенения были вполне реальными, так же как и то, что в высокогорье могли быть ледники, а в сравнительно теплых и увлажненных предгорьях южного сектора Хангая сохранялись широколиственные породы.

Нет оснований считать, что в северном секторе региона оледенение в горах могло проявляться при ином характере климатического режима. Безусловно, что эффект импульса увлажнения и снижения температурного фона приводил к депрессии лесного пояса. Но в северной части региона понижение летней теплообеспеченности имело большее влияние на растительность низкогорий, чем в южной. Следует предполагать более ярко выраженную активизацию лиственничников, значительное сужение экологического диапазона условий произрастания широколиственных пород, которые могли локализоваться в ограниченном интервале высот предгорной полосы. Если с таких позиций подойти к анализу палинологических материалов разреза песков Бурал-Обо, то фазу относительно влажного и прохладного климатического режима, отраженную в спорово-пыльцевых спектрах средней части песчаной толщи, можно идентифицировать с частью холодного (зырянского) полуритма. В отложениях присутствует пыльца всех современных лесообразующих пород, в том числе лиственницы, попадавшей в осадок из близких местообитаний. Содержание пыльцы темнохвойных пород примерно соответствует значениям, полученным для современного аллювия р. Онон в поясе светлохвойных лесов (выборка Онон-2), но в данном случае это растительность более низкого, фактически предгорно-равнинного уровня, на который могли выходить лиственничники.

В позднем плейстоцене сохранялась принципиальная схема изменения растительности, отражающая чередование периодов относительной аридизации (теплых, суховатых) и гумидизации (относительно прохладных, более влажных). Однако все преобразования растительности проходили на более низком, чем ранее, общем уровне тепло- и влагообеспеченности, и это должно было отразиться на характере перестроек растительного покрова. Поэтому можно было предполагать, что колебания текущих режимов способны вызывать какие-то новые формы преобразования сообществ, особенно при похолодании. Было обращено внимание на случаи появления каких-либо признаков аномальности спорово-пыльцевых спектров внеледниковой зоны, отличающих их от спектров современного аллювия. В результате появились определенные представления о некоторых типах оригинальных сообществ и условиях их расселения.

Для позднплейстоценового этапа имеются более определенные, чем для среднплейстоценового, данные о характере оледенения горных районов. Решающим фактором развития горных ледников зырянского времени в Хангае, Хэнтэе и Восточном Саяне считаются увеличение общей влагообеспеченности и в определенной степени особенности местных орографических обстановок (Олюнин, 1965; Заморуев, 1967; Геоморфология..., 1982). Отмечено, что особенность дегляциации — убывание ледников одновременно по всей долине — связана с нарушением питания долинных ледников водораздельными ледниковыми шапками вследствие снижения необходимой увлажненности. Поскольку рост и развитие ледников в горах происходили синхронно с увеличением количества атмосферных осадков, этот период становился благоприятным для расселения лесов



в нижних уровнях гор, ведь в современных условиях продвижение лесов вниз лимитировано только фактором увлажнения. Некоторое понижение температурного фона в период оледенения также способствовало бы наступлению леса на степь, где средняя температура июля довольно высокая (17—19°). В то же время потенциальная возможность расширения лесов в регионе практически не ограничена благодаря обширным предгорным уровням Хангая и Хэнтэя. Остается такой вопрос: могло ли сокращение влагообеспеченности, вызвавшее переход части ледников Хангая и Хэнтэя из активного в пассивное состояние, быть настолько значительным, чтобы при сохранявшемся некоторое время относительно пониженном температурном фоне привести к коренной перестройке ландшафтов внеледниковой зоны — замещению лесов перигляциально-степной растительностью? При обсуждении климатостратиграфических оценок, сделанных на основе палинологических данных, этот вопрос представляется принципиальным, тем более что сторонники «перигляциальной» концепции развития растительности на юге Восточной Сибири, в Забайкалье и Монголии считают зырянский и сартанский этапы периодами особенно активного преобразования растительности по перигляциальному типу.

Учитывая географическое положение региона, мы полагаем, что восстановление нормального режимного температурного тренда после импульса похолодания на широтах Монголии должно было происходить быстрее, чем на севере Восточной Сибири. Далее, нет никаких оснований утверждать, что снижение общей влагообеспеченности в регионе в этот переходный период опускалось до уровня ниже современного, поскольку тогда становится нереальным существование местных рефугиумов широколиственных пород в предгорьях, где они концентрировались во время прохладных периодов горных оледенений. Но такие рефугиумы были в долинах Хангая и Хэнтэя. Поэтому логично предположить, что снижение общей облесенности или перераспределение лесных формаций в пространстве во второй половине прохладного (ледникового) периода могло бы происходить в основном образом постепенного нарастания температурного фона и сопутствующего процесса относительной аридизации. Наиболее теплая часть межледниковья была фазой минимальной облесенности в каждом климатическом ритме, однако, и это важно подчеркнуть, полного соответствия масштабов облесенности во время одинаковых климатических фаз, но разновозрастных климатических ритмов не наблюдалось. К концу плейстоцена теплые оптимумы межледниковья становились все менее влагообеспеченными.

Из сказанного следует, что определенные варианты «безлесных» палинологических комплексов в отложениях степной и лесостепной полосы являются здесь признаком теплых и «суховатых» условий межледниковья, когда леса отодвигались в горы и их пыльцевая продукция была слабо отражена в аллювии степной полосы. Фазы максимальной облесенности дают отчетливую палинологическую информацию о депрессии нижней границы леса. Однако между крайними вариантами, характеризующими максимумы остепнения и облесенности, существовали серии промежуточных динамических стадий, которые были длительнее, чем экстремальные состояния растительного покрова. Следовательно, существует большая вероятность определить в осадках пыльцевые комплексы именно таких промежуточных состояний. В этих случаях оценивать принадлежность отложений к какой-то определенной части климатостратиграфической шкалы очень сложно, особенно если не выражены тенденции изменения палинологического комплекса. Однако в серии промежуточных состояний растительности были и такие, от которых сохранились оригинальные сочетания пыльцы и спор в отложениях. Среди этих сочетаний есть и варианты «безлесных» спорово-пыльцевых спектров, в которых преобладают споры и пыльца травянисто-кустарничковых растений, а содержание пыльцы деревьев очень низкое. Появляются такие ископаемые пыльцевые флоры только в позднем плейстоцене; имеются и в литературе описания сходных пыльцевых флор, но обычно они считаются признаком безлесных перигляциальных сообществ. Мы считаем их признаком специфичности растительного покрова отдельных «переходных» стадий в конкретных условиях горного рельефа Северной Монголии и далее остановимся на их палеоиндикационном значении.

Отложения, которые с большой вероятностью можно сопоставить с зырянским этапом (имеются ТЛ-даты), представлены древней озерной толщей оз. Дуро-Нур (бассейн р. Ульдя) и аллювием 20—25-метровой террасы р. Халхин-Гол (см. рис. 39, 41). В первом разрезе в базальном горизонте озерных отложений определено значительное количество пыльцы деревьев (в основном обыкновенной сосны) и спор сфагновых мхов, папоротников (в том числе *Pteridium aquilinum*, *Athyrium felix-femina*, *Botrychium*, *Lycopodium clavatum*). В составе дендрофлоры есть пыльца лиственницы, ели, сибирской сосны, древовидной и кустарниковых берез, ольхи, ольховника и единично пыльца липы и вяза. Выше по разрезу содержание спор резко сокращается, а состав основных компонентов дендрофлоры остается таким же.

Современная растительность бассейна р. Ульдя на 80% площади представлена степными сообществами; участки лесов на склонах хребта Эрен-Даба сформированы сосной обыкновенной и березой. В полосе развития таких лесов (см. гл. 2) обогащения аллювия комплексом спор указанного состава не происходит, оно обычно наблюдается в поясе, где доминируют разные типы лиственничников. Здесь в базальном горизонте отмечена пыльца лиственницы; есть и косвенные признаки ее участия в составе лесов: комплекс спор, пыльца вересковых, ольховника, кустарниковых берез. Для бассейна р. Ульдя появление лиственничников следует связывать с похолоданием.

Необычные для степной зоны сочетания пыльцы и спор отмечены в аллювии средней террасы р. Халхин-Гол. Здесь в нижней части разреза определено очень небольшое количество пыльцы дендрофлоры, но разнообразного состава (ель, обыкновенная и сибирская сосна, береза, ольха, ольховник, смородина). В спорово-пыльцевых спектрах аномально много пыльцы травянистых растений (польни, маревых, сложноцветных) и повышенное содержание спор — зеленых и сфагновых мхов, папоротников, гроздовника, плаунов (в том числе *Lycopodium selago*), плаунка сибирского. Это пример одного из вариантов «безлесного» палинологического комплекса, который тем не менее не должен рассматриваться как отражение открытых, безлесных ландшафтов, так как споровые растения в регионе входят в состав таких сообществ, которые более всего пространственно связаны с поясом лиственничных лесов.

Наиболее часто палинологические комплексы, обогащенные спорами, встречаются в молодых покровных осадках, но их трудно коррелировать с конкретным возрастным горизонтом позднего плейстоцена—голоцена. Поэтому обратимся вначале к примеру последовательной смены динамических состояний растительного покрова, которые реконструируются по палинологическим комплексам из аллювиальных отложений руч. Хайляст (приток р. Тола). В разрезе низкой террасы ручья (см. рис. 20, 24) отражаются изменения растительности в позднем плейстоцене при переходе от прохладных режимов к оптимуму (сухо—тепло) и затем снова к похолоданию.

Изменения растительности происходили следующим образом. Первая пыльцевая зона включает этапы перераспределения лесных формаций в бассейне: сосновые леса сменялись березовыми, что является признаком остепнения. Во время оптимума остепнения в бассейне леса практически исчезли (пыльцевая зона II). Третья фаза (пыльцевая зона III) выделяется по увеличению содержания спор и пыльцы дендрофлоры — это начальный этап восстановления лесов в бассейне. В современной растительности Селенгинского среднегорья плаунок *Selaginella sanguinolenta*, спорами которого обогащены соответствующие отложения, выступает эдификатором сообществ каменистых грунтов прогреваемых склонов на высоте около 1200 м вблизи нижнего предела распространения изолированных березовых колков или остепненных лиственничников. Плауновые сообщества считаются здесь переходными от более высокогорных степей к полидоминантным степям [Калинина, 1974]. Оживление плауновых группировок в бассейне руч. Хайляст означало расселение промежуточных, пионерных группировок, предварявших расселение на этом уровне долины лесных формаций. С расширением последних связана IV пыльцевая зона, для которой характерно дальнейшее увеличение доли спор и пыльцы дендрофлоры. В комплексе спор здесь уже доминируют папоротники и плауны, среди которых определены лесные виды.

В покровных отложениях обогащение спорами отмечено, например, для разреза Налайха (см. рис. 26). В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца обыкновенной сосны, определена пыльца березы, ольхи, ольховника, ели, много пыльцы полыни, маревых, злаков, эфедры, гвоздичных. Группа спор разнообразна: преобладают споры папоротников и гроздовника, есть споры сфагновых и зеленых мхов, плаунов, сибирского и кроваво-красного плауника.

В покровном комплексе разреза Бурал-Обо, включающем горизонты погребенных почв, так же как и в разрезе Налайха, определены весьма характерные сочетания пыльцы деревьев, кустарников, травянистых растений и спор (см. рис. 18).

В общем можно констатировать, что в позднем плейстоцене стали расселяться петрофитные группировки с определенными видами споровых растений, активизация которых в отдельные моменты стала заметной в ископаемых пыльцевых флорах. Каковы причины такой активизации в полосе современных предгорных степей и в чем состоит палеоиндикационный смысл таких ископаемых флор, которые можно отнести к категории аномальных?

В растительности региона фитоценотическая роль папоротникообразных и других споровых растений невелика. И хотя они встречаются от верхней части степного до подгольцового пояса, их расселение обычно строго локально [Грубов, 1955]. Некоторые виды папоротников, будучи пространственно связанными с лиственничниками северных склонов, обитают на скальных выходах южных склонов. Пионерные группировки степных растений и папоротников захватывают экологические щели на склонах, осыпях, курумах, обрывах, и среди них есть группировки с двумя-тремя видами папоротников. «Кайма» оригинальных психрофитных и ксеромезофитных сообществ экологически близка именно к лиственничникам, но расселяются они вне полога леса. Например, в тени каменных обрывов и останцов южных склонов наряду со степными видами, включая эфедру, обитают мелкие папоротники — щитовник, вудсия. Столь же своеобразную ассоциацию открытых группировок, в которых растения объединяются одинаково высокой требовательностью к влажности и небольшой — к освещению, составляют пузырник, многоножка, вудсия [Павлов, 1929]. Такова же роль селягинелловых группировок — пионерных сообществ светлых сухих каменных местобитаний. Для Монголии характерна *Selaginella sanguinolenta* — ксеро-петрофит, встречающийся в большом диапазоне высот. На западном побережье Байкала селягинелловые скальные группировки в полосе горно-степных лиственничников сформированы двумя видами — *Selaginella sanguinolenta* и *S. sibirica*. Таким образом, в настоящее время некоторые споровые растения выступают индикаторами локальных аномальных условий в горных районах в полосе контакта горных степей и леса. Вполне вероятны этапы их оживления и активизации в прошлом, поэтому повторяемость некоторых сочетаний спор в отложениях и обогащение спорами отдельных горизонтов, отмеченное в разных частях региона, не рассматриваются нами как случайность. Так выражались перестройки растительного покрова при расширении площади некоторых типов лиственничников, вместе с которыми более широко расселялись и сообщества — их спутники. Даже при небольшой амплитуде смещения лиственничников вниз, на все более пологие уровни, возникали бы заметные эффекты приращения их площади. Возрастала бы и вероятность обогащения отложений степной зоны спорами пионерных петрофитных сообществ, в том числе аллювия, так как многие папоротники обитают по трещинам обрывов и скал у самого уреза рек.

Важным моментом является отсутствие аналогичных сочетаний пыльцы и спор и горизонтов резкого обогащения спорами в более древних, чем верхнеплейстоценовые, отложениях степной зоны. Это говорит об определенном качественном скачке в процессе преобразования растительности — о появлении новых форм перестройки структуры растительного покрова в результате нарастания общей континентальности климата региона, усилении контрастности экспозиционных условий склонов в одном и том же интервале высот, на что и стал определенным образом реагировать комплекс

быстро перестраивающихся сообществ. Условия для расширения лиственничников и сопровождавших их оригинальных травянистых группировок появлялись в разные отрезки времени прохладного полуритма при благоприятных сочетаниях тепло- и влагообеспеченности. Пример изучения разреза Хайляст показывает, что такие условия наступили после оптимума межледниковья, в течение первой половины прохладного периода. В разрезе Дуро-Нур запечатлена вторая половина прохладного полуритма, и здесь перестройка растительного покрова как бы фиксирует перелом термического режима в сторону увеличения теплообеспеченности и как следствие — сокращения увлажнения. И в том и в другом случае общая увлажненность бассейнов во время стадий активизации лесных сообществ и психрофитно-петрофитных группировок была несколько выше современной, а вегетационный период прохладней. Палеондикационный смысл подобных палинологических комплексов заключается не столько в возможности «привязки» их к конкретному узкому временному интервалу (такие стадии были кратковременными в ряду сукцессий!), сколько в объективной фиксации переломных моментов в истории развития растительности, подразумевающих изменение климатического режима. Но при наличии достаточно полного отражения последовательности динамических стадий палеорастительности можно конкретизировать принадлежность ископаемой флоры к той или иной части прохладного полуритма определенного возрастного интервала.

Наши выводы [Малаева, 1987в] по своему существу не согласуются с представлениями, длительное время удерживающимися в палеоботанической и геологической литературе, где высказывается гипотеза о периодичности перигляциальности ландшафтов юга Забайкалья и Северной Монголии. «Согласованность» выводов некоторых авторов о соответствии «безлесных» пыльцевых комплексов таким типам растительности, как «холодная степь», в значительной степени покоится на принятой априори схеме периодизации событий плейстоценового ритма. Принцип расшифровки сложных и на первый взгляд противоречивых сочетаний пыльцы и спор в ископаемых флорах обычно и не обсуждается, как будто изначально в этом отношении все ясно. Обычным стало и то, что отсутствие пыльцы лиственницы в разрезах, которые находятся в пределах зоны лиственничных лесов, не вызывает настороженности. Известно, что пыльца лиственницы неустойчива в транзите и вероятность ее встречаемости в осадках, особенно аллювиальных, ниже, чем пыльцы других лесообразующих пород (кстати, пыльца осины и тополя имеет совсем ничтожную вероятность сохранения в осадках). Значит, если в бассейне доминировали лиственничники, прямая информация о них может быть и не получена. Информация должна особенно пристально выискиваться по косвенным признакам, одним из которых и является состав спор. Если в дополнение к разнообразию таксономического состава группа спор составляет также заметную долю от общего количества пыльцы и спор, то это фактически уже доказательство близкого расположения лиственничников.

В опубликованных палинологических материалах по Забайкалью достаточно примеров необъективной оценки указанных выше сочетаний пыльцы и спор, особенно относящихся к категории «безлесных». Можно напомнить о данных по стоянке Ошурково на Селенге, где содержание спор в отложениях составляет 20—85%, а доля пыльцы дендрофлоры — от первых процентов до 20%. Указано, что 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» [Равский, 1972, с.172]. Сделан вывод: «по-видимому, существовали перигляциальные ландшафты типа холодной степи» [Там же]. В данном случае, когда речь шла о восстановлении условий обитания древнего человека и имелись данные об ископаемых остатках лесных животных, палинологические данные необоснованно приведены как доказательство существования открытых — даже перигляциальных — ландшафтов. Похожие объяснения можно встретить в работах Д. Б. Базарова и др. [1982] и Л. Д. Базаровой [1985], где, например, говорится, что в поздне-

В покровных отложениях обогащение спорами отмечено, например, для разреза Налайха (см. рис. 26). В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца обыкновенной сосны, определена пыльца березы, ольхи, ольховника, ели, много пыльцы полыни, маревых, злаков, эфедры, гвоздичных. Группа спор разнообразна: преобладают споры папоротников и гроздовника, есть споры сфагновых и зеленых мхов, плаунов, сибирского и кроваво-красного плауника.

В покровном комплексе разреза Бурал-Обо, включающем горизонты погребенных почв, так же как и в разрезе Налайха, определены весьма характерные сочетания пыльцы деревьев, кустарников, травянистых растений и спор (см. рис. 18).

В общем можно констатировать, что в позднем плейстоцене стали расселяться петрофитные группировки с определенными видами споровых растений, активизация которых в отдельные моменты стала заметной в ископаемых пыльцевых флорах. Каковы причины такой активизации в полосе современных предгорных степей и в чем состоит палеоиндикационный смысл таких ископаемых флор, которые можно отнести к категории аномальных?

В растительности региона фитоценотическая роль папоротникообразных и других споровых растений невелика. И хотя они встречаются от верхней части степного до подгольцового пояса, их расселение обычно строго локально [Грубов, 1955]. Некоторые виды папоротников, будучи пространственно связанными с лиственничниками северных склонов, обитают на скальных выходах южных склонов. Пионерные группировки степных растений и папоротников захватывают экологические щели на склонах, осыпях, курумах, обрывах, и среди них есть группировки с двумя-тремя видами папоротников. «Кайма» оригинальных психрофитных и ксеромезофитных сообществ экологически близка именно к лиственничникам, но расселяются они вне полога леса. Например, в тени каменных обрывов и останцов южных склонов наряду со степными видами, включая эфедру, обитают мелкие папоротники — шитовник, вудсия. Столь же своеобразную ассоциацию открытых группировок, в которых растения объединяются одинаково высокой требовательностью к влажности и небольшой — к освещению, составляют пузырник, многоножка, вудсия [Павлов, 1929]. Такова же роль селягинелловых группировок — пионерных сообществ светлых сухих каменных местобитаний. Для Монголии характерна *Selaginella sanguinolenta* — ксеропетрофит, встречающийся в большом диапазоне высот. На западном побережье Байкала селягинелловые скальные группировки в полосе горно-степных лиственничников сформированы двумя видами — *Selaginella sanguinolenta* и *S. sibirica*. Таким образом, в настоящее время некоторые споровые растения выступают индикаторами локальных аномальных условий в горных районах в полосе контакта горных степей и леса. Вполне вероятны этапы их оживления и активизации в прошлом, поэтому повторяемость некоторых сочетаний спор в отложениях и обогащение спорами отдельных горизонтов, отмеченное в разных частях региона, не рассматриваются нами как случайность. Так выражались перестройки растительного покрова при расширении площади некоторых типов лиственничников, вместе с которыми более широко расселялись и сообщества — их спутники. Даже при небольшой амплитуде смещения лиственничников вниз, на все более пологие уровни, возникали бы заметные эффекты приращения их площади. Возрастала бы и вероятность обогащения отложений степной зоны спорами пионерных петрофитных сообществ, в том числе аллювия, так как многие папоротники обитают по трещинам обрывов и скал у самого уреза рек.

Важным моментом является отсутствие аналогичных сочетаний пыльцы и спор и горизонтов резкого обогащения спорами в более древних, чем верхнеплейстоценовые, отложениях степной зоны. Это говорит об определенном качественном скачке в процессе преобразования растительности — о появлении новых форм перестройки структуры растительного покрова в результате нарастания общей континентальности климата региона, усилении контрастности экспозиционных условий склонов в одном и том же интервале высот, на что и стал определенным образом реагировать комплекс

быстро перестраивающихся сообществ. Условия для расширения лиственничников и сопровождавших их оригинальных травянистых группировок появлялись в разные отрезки времени прохладного полуритма при благоприятных сочетаниях тепло- и влагообеспеченности. Пример изучения разреза Хайляст показывает, что такие условия наступили после оптимума межледникового, в течение первой половины прохладного периода. В разрезе Дуро-Нур запечатлена вторая половина прохладного полуритма, и здесь перестройка растительного покрова как бы фиксирует перелом термического режима в сторону увеличения теплообеспеченности и как следствие — сокращения увлажнения. И в том и в другом случае общая увлажненность бассейнов во время стадий активизации лесных сообществ и психрофитно-петрофитных группировок была несколько выше современной, а вегетационный период прохладней. Палеондикационный смысл подобных палинологических комплексов заключается не столько в возможности «привязки» их к конкретному узкому временному интервалу (такие стадии были кратковременными в ряду сукцессий!), сколько в объективной фиксации переломных моментов в истории развития растительности, подразумевающих изменение климатического режима. Но при наличии достаточно полного отражения последовательности динамических стадий палеорастительности можно конкретизировать принадлежность ископаемой флоры к той или иной части прохладного полуритма определенного возрастного интервала.

Наши выводы [Малаева, 1987в] по своему существу не согласуются с представлениями, длительное время удерживавшимися в палеоботанической и геологической литературе, где высказывается гипотеза о периодической перигляциальности ландшафтов юга Забайкалья и Северной Монголии. «Согласованность» выводов некоторых авторов о соответствии «безлесных» пыльцевых комплексов таким типам растительности, как «холодная степь», в значительной степени покоится на принятой априори схеме периодизации событий плейстоценового ритма. Принцип расшифровки сложных и на первый взгляд противоречивых сочетаний пыльцы и спор в ископаемых флорах обычно и не обсуждается, как будто изначально в этом отношении все ясно. Обычным стало и то, что отсутствие пыльцы лиственницы в разрезах, которые находятся в пределах зоны лиственничных лесов, не вызывает настороженности. Известно, что пыльца лиственницы неустойчива в транзите и вероятность ее встречаемости в осадках, особенно аллювиальных, ниже, чем пыльцы других лесообразующих пород (кстати, пыльца осины и тополя имеет совсем ничтожную вероятность сохранения в осадках). Значит, если в бассейне доминировали лиственничники, прямая информация о них может быть и не получена. Информация должна особенно пристально выискиваться по косвенным признакам, одним из которых и является состав спор. Если в дополнение к разнообразию таксономического состава группа спор составляет также заметную долю от общего количества пыльцы и спор, то это фактически уже доказательство близкого расположения лиственничников.

В опубликованных палинологических материалах по Забайкалью достаточно примеров необъективной оценки указанных выше сочетаний пыльцы и спор, особенно относящихся к категории «безлесных». Можно напомнить о данных по стоянке Ошурково на Селенге, где содержание спор в отложениях составляет 20—85%, а доля пыльцы дендрофлоры — от первых процентов до 20%. Указано, что в нижней части разреза «много спор папоротников, определены споры *Belaginella borealis*. Пыльцы древесных пород очень немного: это единичные зерна березы, сосны, ели и сибирского кедра» [Равский, 1972, с.172]. Сделан вывод: «по-видимому, существовали перигляциальные ландшафты типа холодной степи» [Там же]. В данном случае, когда речь шла о восстановлении условий обитания древнего человека и имелись данные об ископаемых остатках лесных животных, палинологические данные необоснованно приведены как доказательство существования открытых — даже перигляциальных — ландшафтов. Похожие объяснения можно встретить в работах Д. Б. Базарова и др. [1982] и Л. Д. Базаровой [1985], где, например, говорится, что в поздне-

каргинское похолодание «природная обстановка в Забайкалье резко ухудшилась, произошло обеднение видового состава растительности, в которой доминирующую роль играли полыни и споровые» [Базарова, 1985, с. 13].

Эти представления были перенесены и на территорию Монголии и характерны для работ Л. В. Голубевой, в которых отстаивается мнение о выделении холодных сухих фаз развития растительности во вторую половину ледниковых эпох, а присутствии в отложениях различных спор не мешает ей делать вывод о господстве сухих степей и сокращении облесенности даже в горах [Голубева, 1978, с. 77].

Расселение некоторых типов лиственничников и расширение фитоценотической активности специфических петрофитных группировок, безусловно, не являются признаком перигляциальности растительности. Лиственничники, территориально комплексующиеся с вариантами петрофитных сообществ, сейчас можно встретить в нижней и средней частях лесного пояса. Их расширение на территорию современной степной зоны означало наличие там отрицательных отклонений параметров теплообеспеченности, и в этом смысле для степной зоны такие сообщества можно считать «условно холодными».

Перигляциальность растительности отражена в палинологических комплексах только палеогляциального уровня — в отложениях низкой террасы и покровной толще в долине р. Урд-Тамир в Хангае, формировавшихся в сартанское время (см. рис. 15). Высокогорная растительность перигляциального типа имела своеобразный облик — это было мозаичное сочетание сообществ пионерного типа — степных, луговых, петрофитных. Состав петрофитных группировок формировался в соответствии с экспозиционным распределением психрофитных и ксеропетрофитных компонентов. На прогреваемых склонах расселилась эфедра, селягинеллы кроваво-красная и сибирская, горностепные виды широко распространенных семейств травянистых растений. Местообитания в тени скал благоприятствовали расселению папоротников, а на осыпных, щебнистых и курумовых склонах активизировались группировки с гроздовником и криптограммой. Полоса перигляциальной растительности, очень динамичная и эфемерная в пределах современной верхней части лесного пояса, могла периодически формироваться из собственно высокогорных элементов, спускавшихся в это время ниже по склонам, а также из некоторых компонентов местной, характерной для данного уровня флоры. Из числа последних активизировались такие компоненты, которые могли быстро расселяться при временной деградации лесов и оживлении курумообразования, других склоновых процессов.

В целом период развития растительности в позднем плейстоцене отличался заметными по пыльцевым флорам контрастными сменами растительных сообществ и интенсивностью их динамики. Все это выражалось не только в виде перераспределения уже существовавших, укоренившихся формаций и сообществ, но и в такой форме, как появление и закрепление специфических монгольских (или забайкальско-монгольских) типов «условно холодных» группировок. В позднем плейстоцене стала также более заметной реакция растительности на отклонения от текущих климатических режимов, так как возрос уровень специализации растительных сообществ, которые очень чутко приспосабливались к конкретным климатоэдафическим обстановкам ограниченного высотного интервала в горах. В среднем плейстоцене слабые колебания влагообеспеченности не вызывали существенных (уверенно диагностируемых по пыльце) перестроек, так как ее общий уровень был сравнительно высоким. В позднем плейстоцене стали явными такие закономерности изменения растительности, которые характеризовали горную страну с континентальным семиаридным климатом: небольшие вариации климатических параметров становились причиной трансформации растительности, более активно проходившей в полосе чередования леса и степи и в нижней части лесного пояса. Эта особенность динамики растительности была характерна и для голоцена — периода, который, как известно, не отличался большими амплитудами колебаний тепло- и влагообеспеченности. Тем не менее динамика лесных формаций хорошо выражена во всем регионе в пыльцевых флорах изученных разрезов.

Вопросы развития растительности Северной Монголии в голоцене затрагивались в ряде работ. По результатам изучения почвенных профилей в горных районах Хангая палинологическим методом бореальное время считается периодом с холодным и сухим климатическим режимом, который в атлантическом периоде сменился влажным и теплым, и в это время увеличилась облесенность. Климат суббореального времени считается относительно влажнее и холоднее климата предыдущего периода; облесенность достигала максимума. В субатлантическое время при нарастании континентальности увеличилась остепенность [Савина и др., 1981].

По данным П. Б. Виппера с соавторами, в течение бореального периода с сухим и холодным климатом в Монголии и на юге Восточной Сибири были распространены более аридные растительные ландшафты, чем в современный период, а степи расширились в северном направлении. Атлантический период авторы считают наиболее теплым, а суббореальный — переходным от засушливых к более влажным условиям, когда облесенность Хангая резко увеличилась — до современного уровня; в субатлантическом периоде она вновь сократилась [Виппер и др., 1976, 1981]. Увлажнение климата и расширение лесов синхронизируются и с поздним голоценом — суббореальным и частично субатлантическим периодами [Голубева, 1978]. Таким образом, общая картина развития растительности в голоцене выглядит по-разному у разных авторов, изучавших почвенные разрезы, донные осадки горных озер и аллювий.

Нами был изучен голоценовый аллювий с повышенной частотой отбора проб в пойменном аллювии рек Северной Монголии, что позволило уточнить имеющиеся реконструкции и более обоснованно выделить динамические стадии растительного покрова, свойственные всему региону и, следовательно, обусловленные общеклиматическими, а не местными факторами. Палинологические материалы относятся к долинам рек Онон, Селенга, Керулен, Ульдзя, Халхин-Гол, Тэгшийн-Гол (приток р. Идэр).

Высокая пойма начала формироваться во второй половине атлантического периода, и в разрезах русловой и нижней частей пойменной фации отражен или конец этого периода, или переход от атлантического к суббореальному периоду. Полностью последовательность динамических стадий атлантического периода в едином разрезе установить не удается, однако очевидно, что в середине голоцена был термический оптимум, синхронный с минимумом влагообеспеченности, когда происходило остепнение предгорий, отраженное в разрезе низкой террасы р. Керулен (см. рис. 35). Затем увлажненность стала расти, так что в пределах современной степной зоны появилась лесостепная растительность; в долинах предгорного уровня шире расселились ольха, лещина, вяз, липа. Конец атлантического — начало суббореального периода отмечено перестройками растительности, вызванными, скорее всего, снижением теплообеспеченности, так как стала заметно возрастать облесенность предгорий, а широколиственные породы с этого уровня ушли — их пыльца перестала встречаться в отложениях пойменной фации. Характерные для атлантического периода смешанные леса («фаза березы» выражена на всех диаграммах высокой поймы) стали замещаться сосновыми и лиственничными, активизировались кедровые леса (см. рис. 28). На всех диаграммах хорошо выражен интервал, обогащенный спорами. В одних случаях он «растянут», как, например, на диаграммах разрезов в долинах рек Онон и Тэгшийн-Гол (рис. 47; см. также рис. 28), в других обогащение спорами отмечается в небольших по мощности горизонтах (долина р. Керулен; см. рис. 36, 37). Так выражено или развитие преимущественно лесов таежного типа — на более высоких уровнях, или расселение лиственничников, которые мы называем «условно холодными», и специфических петрофитных группировок. Говорить о сочетании именно таких сообществ можно на основании состава спор, который в таких палинологических комплексах бывает очень разнообразным. Наряду с морфологически разнообразными спорами папоротников, включая *Atyrium filix-femina*, *Pteridium aquilinum*, присутствуют споры *Bryales*, *Sphagnum*, *Lycopodium clavatum*, *L. selago*, *Polypodium virginianum* и характерные для открытых петрофитных группировок *Botrychium*, *Selaginella sanguinolenta*, *S. sibirica*.



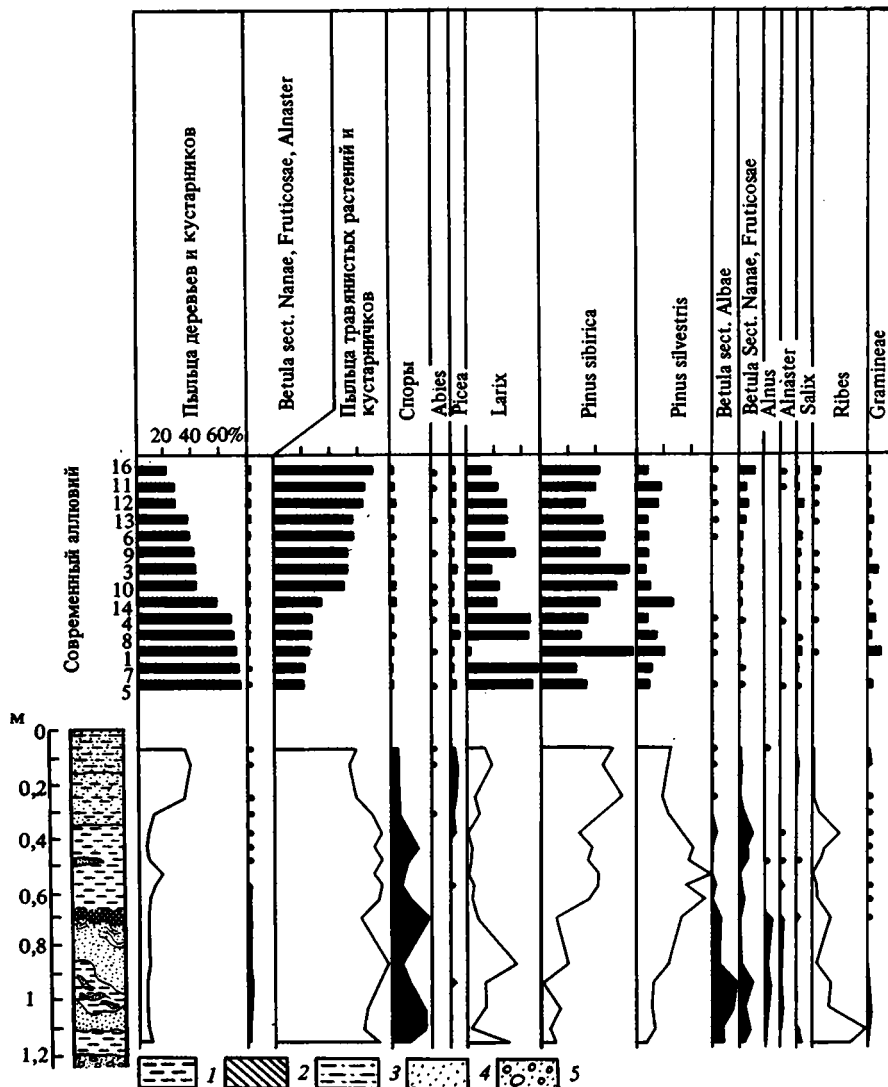
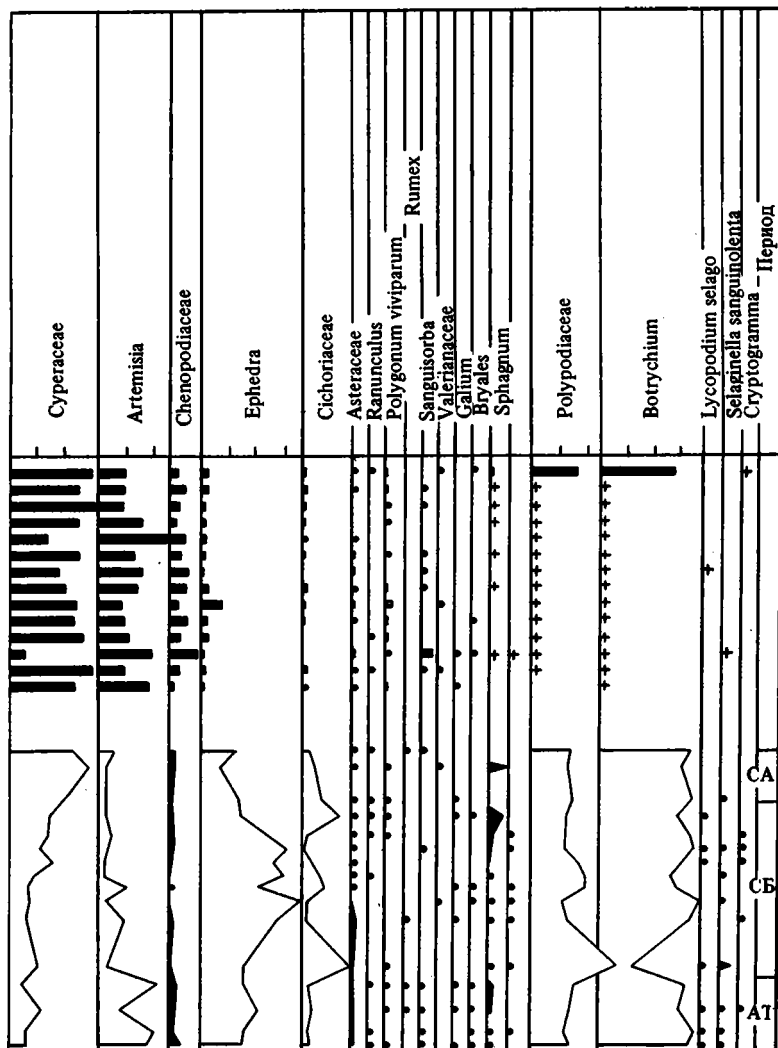


Рис. 47. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений высокой поймы и выборки современного аллювия р. Тэгшийн-Гол (приток р. Идэр)

1 — суглинок; 2 — погребенная почва; 3 — супесь; 4 — песок; 5 — песок с гравием и галькой

Тенденции развития растительности в Хангайском и Хэнтэйском секторах были сходными, но проявление этих тенденций на разных уровнях предгорий и в разных бассейнах имело свои особенности. Например, в отложениях высокой поймы р. Селенги (среднее течение, вблизи сомона Сэлэнгэ) особенно отчетливо проявилась контрастность местных климатоэдафических обстановок в полосе контакта лесного и степного поясов. В течение всего периода формирования пойменных отложений в растительности склонов долины сочетались два типа петрофитных группировок — психрофитный и ксеромезофитный. Первый тип включал виды папоротников, гроздовник, селягинеллу (*Selaginella selaginoides*), криптограмму (*Cryptogramma Stellerii*), плаун (*Lycopodium selago*). Особенно интересна находка в отложениях спор селягинеллы плаунковой.



Южносибирский сектор ареала этого плаунка проходит в Восточном Саяне и по байкальскому мегасклону Хамар-Дабана [Флора..., 1979], а во флоре Монголии он не приводится. Вероятно, ареал этого растения сократился совсем недавно — в субатлантическое время, в период импульса относительной аридизации. Ксеромезофитный тип петрофитных группировок включал эфедру и два вида плаунка — сибирский и кроваво-красный (рис. 48).

В субатлантическое время облесенность повсеместно сокращалась, в предгорьях шло остепнение. Граница суббореального и субатлантического периодов фиксируется на диаграммах очень четко по резкому снижению содержания спор и обеднению таксономического состава этой группы, по изменению соотношения компонентов спорово-пыльцевых спектров, ставших близкими к характеристикам, полученным для современного аллювия. Эта граница проходит в самой верхней части разрезов высокой поймы, а низкая пойма целиком формировалась в субатлантическое время.

Следует остановиться еще на одной особенности пыльцевых флор голоцена —

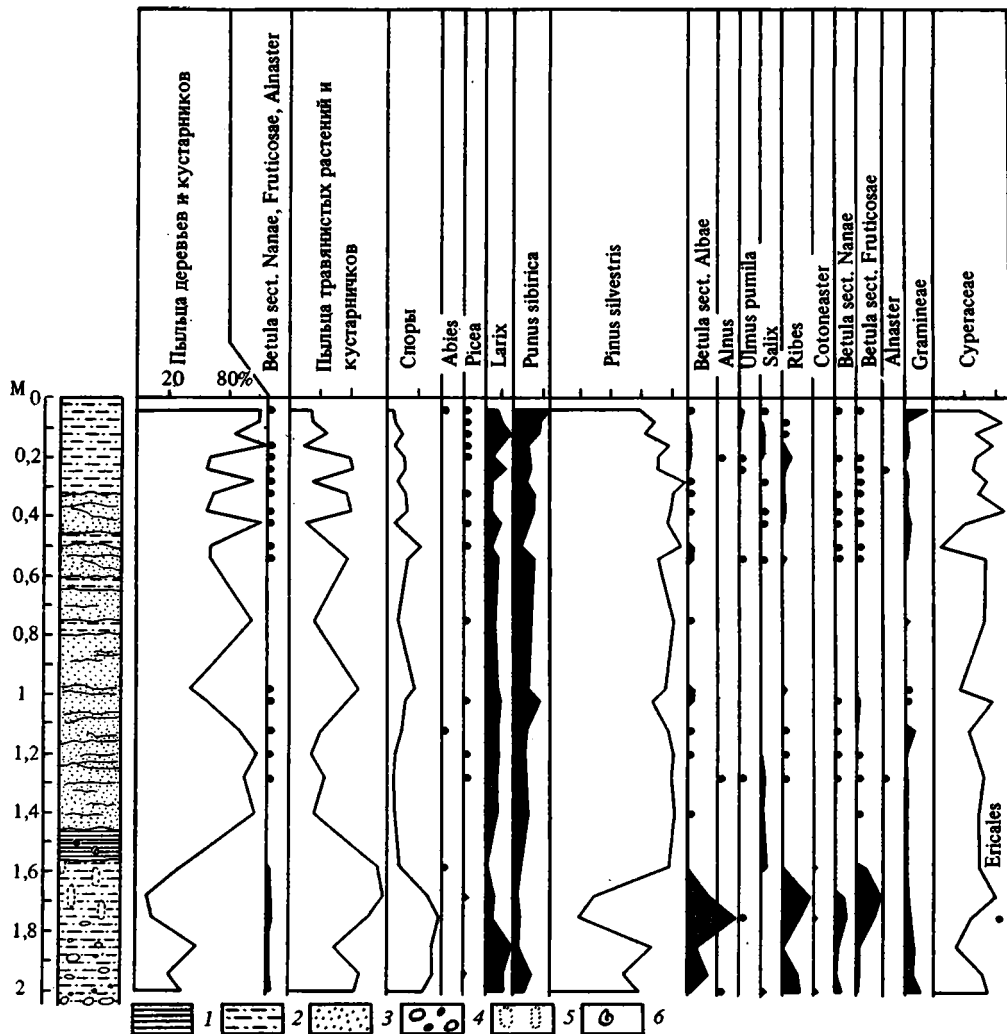
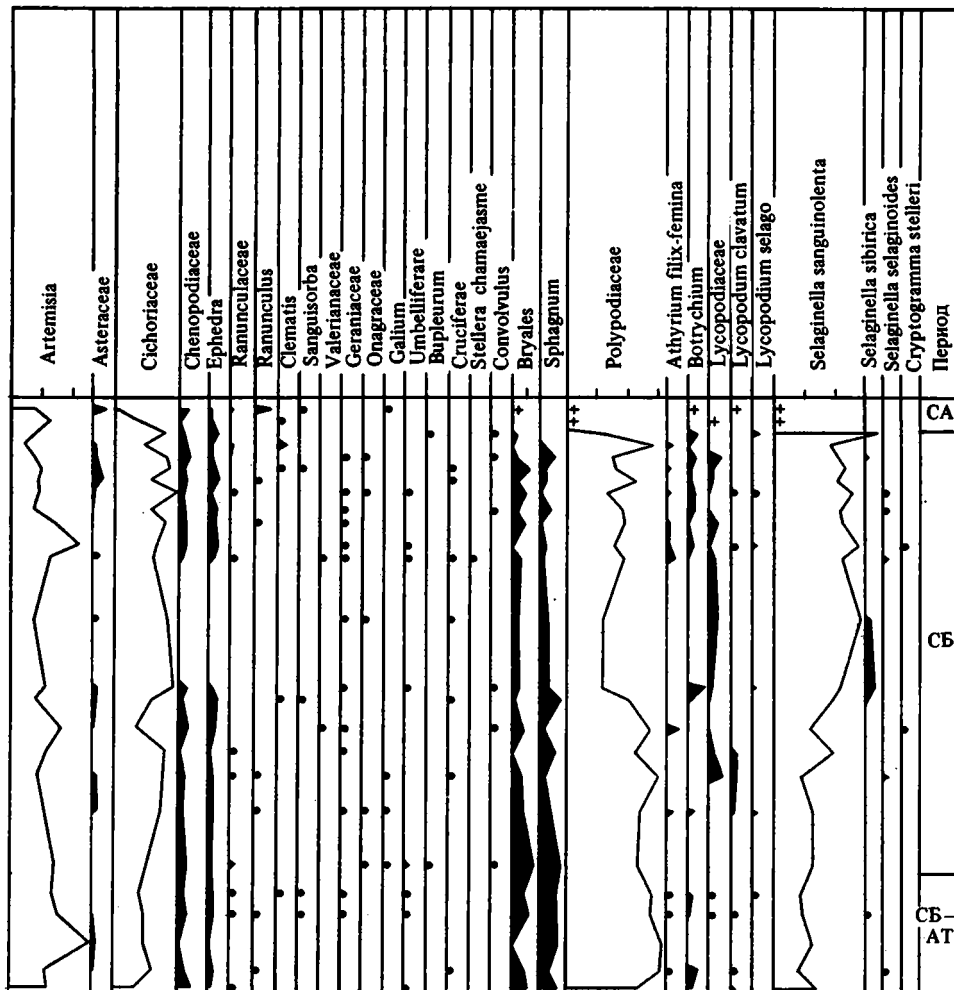


Рис. 48. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений высокой поймы р. Селенги в среднем течении (выше сомона Сэлэнгэ)

1 — суглинок; 2 — супесь; 3 — песок; 4 — гравий, галька; 5 — ожелезнение в виде затеков; 6 — малакофауна

обогащении отдельных горизонтов пылью эфедры. В степных районах максимальные содержания пыльцы эфедры соответствуют переходным стадиям от атлантического к суббореальному периоду, например в разрезе по р. Керулен (см. рис. 36). В верхней части степного пояса пик пыльцы эфедры на диаграммах приходится на период снижения облесенности в переходную микрофазу от суббореального к субатлантическому периоду, например во втором, верхнем по долине р. Керулен разрезе (см. рис. 37), или на отдельные отрезки времени суббореального периода, как в долине р. Тэгшийн-Гол (см. рис. 47). В долине р. Онон, т. е. в нижней части лесного пояса, повышенное содержание пыльцы эфедры отмечено почти для всего суббореального периода, когда одна динамическая стадия сменялась другой. Очевидно, эфедра, как эдификатор степных пионерных группировок, активнее расселялась в периоды неустойчивого состояния растительного покрова и различных перестроек в полосе соприкосновения лесных и



степных сообществ. Поэтому резкие колебания содержания пыльцы эфедры в ископаемых пыльцевых комплексах могут оцениваться как признак определенных нарушений и изменчивости растительности.

По результатам изучения голоценового аллювия предполагаемая исследователями [Виппер и др., 1976, 1981] «холодная сухая» фаза бореального периода оказалась невыраженной. В рассмотренном крупном цикле эволюции растительности — от термического оптимума начала атлантического периода до следующей «суховатой» стадии, отвечающей субатлантическому периоду, — растительность прошла несколько динамических стадий: нарастание, оптимум и спад облесенности. Лесной период был довольно длительным, и в его истории определенную роль играли колебания влаго- и теплообеспеченности. Время максимума увлажнения указать трудно, так как изменялся температурный фон, и дополнительный эффект увлажнения во время оптимального развития таежных лесов суббореального периода мог быть следствием падения теплообеспеченности, особенно в течение вегетационного периода.

Общие выводы, которые можно сделать на основании приведенных в данной и региональной главах материалов, сводятся к следующему.

Эволюция растительности в течение плейстоценового ритма подчинялась единой закономерности. В горных районах Северной Монголии этапы активизации лесов были синхронны периодам повышенного увлажнения, в которые «укладывались» и ледниковые эпизоды в горах. Развитие лесов шло непрерывно, так как они всегда имели потенциальную возможность пульсации, которую обеспечивали большой размах высот и обширность предгорно-равнинной территории. В относительно сухие и теплые оптимумы межледниковий облесенность сокращалась, леса стремились подняться в верхние уровни гор; в прохладно-влажные периоды, когда могло проявляться оледенение в горах, леса опускались в предгорья.

Миграционный процесс определял не только сохранение лесного пояса в целом, но также и историю широколиственного комплекса. Внутрорегиональные миграции сохраняли свое значение на протяжении всего плейстоцена и большей части голоцена. В этом заключается оригинальность развития флоры региона, связанная с особенностями географического положения и орографии. Одним из способов сохранения широколиственных пород были миграции в пределах бассейна. Широколиственные породы, как и леса, смещались на более высокие или низкие уровни рельефа в зависимости от климатической стадии. Этому способствовали орографический план и структура гидросети. Очень протяженные долины Северной Монголии пересекают разные высотные пояса, поэтому в пределах широкого диапазона мезо- и микроклиматических условий долин всегда находилась возможность для временного «закрепления» теплолюбивых пород в неблагоприятные периоды. Радиальный план долин Хангая и Хэнтэя также определял возможность выживания широколиственных пород, так как некоторые долины были удачно ориентированы относительно влагонесущих потоков или имели иные природные преимущества. Другим способом миграций было расселение широколиственных пород в определенных секторах региона во время разных климатических фаз. Здесь также имели значение некоторые особенности орографии. Удобным миграционным путем между нагорьями Хангая и Хэнтэя были долины Орхона и Толы. В прохладные периоды широколиственные породы могли смещаться из северных районов в более теплые юго-восточные предгорья Хангая или на юго-западную периферию Хэнтэя, откуда затем шло их расселение.

Динамичная в своей основе эволюция растительности Монголии накладывает определенные ограничения на используемые приемы и способы реконструкций. Как уже сказано выше, есть трудности с применением таксонов широколиственных пород в качестве показателя относительной древности осадков. Несмотря на то что последовательность обеднения широколиственных пород на территории региона выдерживалась, они уходили из флоры неодновременно. Поэтому наряду с прослеживанием истории отдельных родов мы пытались выявить также историю групп родов, что дает более надежный критерий для выделения этапности развития флоры и растительности. Другая сложность заключается в необходимости объективных флористических несоответствий, которые существовали на разных уровнях горного рельефа во время одной и той же климатической фазы. Так, в течение межледниковья широколиственные породы расселялись в горах, а во время прохладного влажного периода опускались в предгорья, заходя и на равнины. Один и тот же критерий — наличие пыльцы широколиственных пород — на разных геоморфологических уровнях является признаком качественно разных динамических состояний растительного покрова.

Региональной особенностью эволюции растительности следует также считать закрепление в растительном покрове своеобразных петрофитных группировок, которые активизировались во время определенных стадий перестройки растительности прохладной части ритма в позднем плейстоцене и голоцене. В позднем плейстоцене характер динамики растительности в значительной степени определялся контрастными сочетаниями экологических обстановок в одном и том же высотном интервале лесного пояса, где эдификатором выступала лиственница. Здесь из состава горной флоры травянисто-кустарничковых растений складывались и комплексировались группы петрофитов с ядром из типичных петрофитов, формировавшие разные по типологии сообщества (психрофитные, мезоксерофитные, ксерофитные). Оживление и расселение таких сообществ происходило

во время стадий перестройки и передислокации лесных сообществ одновременно с активизацией листовенников. Благодаря специализации видов, входивших в состав петрофитных группировок, их эколого-эдафический спектр был достаточно широким, а приуроченность к нарушенным — каменисто-щебнистым — субстратам позволяла занимать любые ниши в быстро изменяющейся обстановке. «Вспышки» активизации петрофитных группировок, их способность к быстрому расселению также объясняются разнообразием ороклиматических обстановок, так что всегда находились условия для их существования в неактивной фазе.

Безлесные растительные сообщества перигляциального типа формировались в регионе только на палеогляциальном уровне и были достаточно эфемерными, так как верхняя граница лесного пояса была динамичной. Высокогорная перигляциальная полоса всегда была отделена от внеледниковой территории лесным поясом, который не только не деградировал в прохладные отрезки времени, но и, напротив, расширялся в пределы предгорий.

## Г Л А В А 6

### **ПРИНЦИПЫ И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОНГОЛИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ**

#### **ПРОБЛЕМЫ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА И КОРРЕЛЯЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В СВЕТЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Главный вопрос, который приходится решать при использовании палинологической информации в климатостратиграфических и корреляционных целях, — обоснование соответствия палинологических данных той климатической модели, которая выбрана исследователем. Когда начинались систематические работы по изучению пыльцевых флор плейстоцена Монголии, такая модель уже имелась, правда для смежной территории юга Забайкалья [Равский и др., 1964; Гитерман и др., 1968; Равский, 1972]. Эта модель использовалась и в Монголии [Геокриологические..., 1974; Голубева, 1976, 1977, 1978; Голубева, Караулова, 1983]. Межледниковья принимались как относительно теплые влажные отрезки плейстоцена, а в полуритме, который отвечал оледенениям, выделялись холодная влажная и холодная сухая фазы. Расчленение отложений основывалось главным образом на выделении горизонтов, соответствующих холодным сухим фазам оледенений, которых, по палинологическим данным, насчитывалось четыре. Было принято считать, что в течение таких фаз на юге Забайкалья возникали перигляциальные безлесные растительные ландшафты. В подтверждение приводились (и приводятся) некоторые варианты ископаемых пыльцевых флор, хотя в действительности их таксономический состав не дает никаких оснований для реконструкции перигляциальных степей. Определение климатоиндикационной сущности ископаемых пыльцевых флор оказалось одним из наименее разработанных аспектов реконструкций событий плейстоцена и слабым местом применявшейся климатостратиграфической схемы, которая, по существу, не годится для южных степных и лесостепных территорий Забайкалья и для Монголии.

Наши работы в Восточном Забайкалье не подтвердили реальности указанной климатостратиграфической схемы [Зорин и др., 1961; Малаева, 1971; Симонов и др., 1982]. «Холодные» пыльцевые комплексы всегда отражали комплексность растительного покрова, свойственную горным районам, а признаки распространения перигляциальных сооб-

ществ в них отсутствуют<sup>1</sup>. Уже на первых стадиях исследований стало очевидным, что использовать стандартную схему климатической периодизации плейстоцена [Равский, 1972] применительно к территории Монголии также не удастся, поскольку фактические материалы не укладывались в рамки принятых в этой схеме соотношений климатических фаз и палеорастительности в плейстоценовом ритме. Материалы о специфике климатических режимов Монголии в плейстоцене приведены в ряде публикаций [Девяткин и др., 1978, 1981, 1986; Малаева, Девяткин, 1982; Малаева и др., 1982; Малаева, 1987 в], но реальная возможность обсудить проблему палеоботанических реконструкций в широком региональном аспекте появилась при подготовке данной книги.

Мы пришли к выводу, что ведущие тенденции эволюции флоры и растительности региона, характерные для плиоценового этапа, сохранялись и в плейстоцене, так же как и принципиальная схема климатической изменчивости — чередование фаз относительной аридизации и гумидизации. Преобразования растительности в плиоцене определялись цикличностью изменения климатических параметров разной частоты, наложенной на определенный тренд термовлажностного режима: каждый новый цикл проявлялся при более низком, чем предшествующий, уровне теплообеспеченности; влагообеспеченность последующих относительно гумидных фаз с течением времени также сокращалась. Эволюция лесного и степного типов растительности в плиоцене шла параллельно: преобразования отмечены как для первого, так и для второго. Последовательно обеднялся состав дендрофлоры, поясная структура упрощалась, так как постепенно деградировали лесные формации гумидного типа. Вследствие возрастания дифференциации мезо- и микроклиматического поля в горных районах происходило «расслоение пласта» горно-степной флоры. Часть видов перешла по мере активизации лиственницы в состав остепненных лесов; другие сокращали вертикальный диапазон расселения или приспосабливались к петрофитным местообитаниям, особенно в полосе контакта леса и степи, отличавшейся большей динамичностью растительности. Условия, складывавшиеся в регионе для петрофитных группировок, способствовали образованию специфических форм комплексов видов из разных экологических групп, и эта эволюционная линия привела к закреплению в позднем плейстоцене весьма оригинальных пионерных группировок, активизировавшихся во время его «холодного» полуритма климатического ритма.

Поскольку анализ и классификацию плейстоценовых пыльцевых флор необходимо было проводить в соответствии с принципами периодизации плейстоцена (что предполагает выделение отложений ледниковых и межледниковых эпох), предстояло найти единые критерии соответствия палеорастительности и конкретных климатических фаз в плейстоценовом ритме. С учетом природных особенностей региона были предложены способы обработки и сравнения палеоботанических данных, методика реконструкций (см. гл. 2, 5). По нашим данным, эволюция растительности Северной Монголии и последовательность изменения климатических режимов плейстоцена оцениваются следующим образом. До наступления первого позднплейстоценового оледенения продолжался этап развития растительности, характеризующийся в северной части региона заметным участием в составе растительного покрова смешанных и остепненных лесов, в которых на низких уровнях гор и в предгорьях доминировали береза и обыкновенная сосна. Пыльцевые флоры, изученные во многих пунктах юга Восточного Забайкалья и Северной Монголии, дают сходную картину состояния растительного покрова: наиболее типичными были лесостепные ландшафты. Данный период трудно четко дифференцировать по признаку климатической изменчивости, так как резко выраженные изменения флоры и растительности по палинологическим данным не выявляются. Об этом же говорит и сохранение во флоре всего комплекса широколиственных пород, унаследованных с плиоцена.

Отчетливая импульсивность термического и влажностного режимов отмечена для

---

<sup>1</sup> Смысл этих выводов был неправильно отражен в ссылке на наши данные как на подтверждение гипотезы о существовании на юге Восточного Забайкалья периодов с перигляциальной растительностью [Голубева, Караулова, 1983, с. 126].

позднего плейстоцена, так же как и более резкие колебания облесенности, различие в составе доминантов лесных формаций и группы широколиственных экзотов. Доминантами лесов становятся лиственница и обыкновенная сосна, группа широколиственных пород стала беднее. Изучение пыльцевых флор верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений дало ряд неожиданных фактов, важных для понимания истории развития растительности региона. Выяснилось, что некоторые широколиственные породы в северном секторе Монголии исчезли сравнительно недавно — в суббореальном периоде голоцена. Есть также данные о находках пыльцы ольхи, липы и лещины в отложениях поймы и низких террас юга Прибайкалья [Гричук М. П., 1959; Белова и др., 1982]. Это согласуется с данными о присутствии реликтовых элементов теплолюбивых флор на юге Восточной Сибири (см. гл. 5). Но миграционная способность видов широколиственных пород очень незначительна [Удра, 1982], что не позволяет говорить о неоднократных дальних миграциях в позднем плейстоцене. Совокупность ботанических и палинологических данных свидетельствует о непрерывном развитии сообществ, включавших элементы широколиственной флоры, не только в Северной Монголии, но и в районах Прибайкалья и Забайкалья. В то же время ни в одном из разрезов верхнеплейстоценовых отложений Северной Монголии и Восточного Забайкалья не удалось «нащупать» признаки перигляциально-безлесных флор на территории внеледникового уровня. Видимо, перестройки растительности в течение холодного времени ритмов шли по иному пути и следует искать другие признаки «аномальности» относительно холодных пыльцевых флор в разрезах внеледникового уровня.

Одним из таких признаков аномальности пыльцевых комплексов (помимо отражения в них активизации инверсионных долинных сообществ, всегда связанной с депрессией горного лесного пояса) было необычное для лесостепной и степной зон сочетание пыльцы и спор в некоторых небольших по мощности горизонтах. Наблюдалось обогащение отложений спорами представителей разных ландшафтно-экологических группировок, и их присутствие в рамках единого спорово-пыльцевого комплекса требовало объяснений. Было совершенно очевидно, что обогащение спорами происходило периодически при активизации сообществ, типология которых оставалась не вполне ясной, поскольку в современных условиях споровые растения являются локальными компонентами разных сообществ и не создают «аномалий» в выборках современного аллювия на нижних уровнях гор. Обзор ботанической литературы привел к выводу о вероятной активизации в прошлом таких группировок, как пионерные петрофитные, в которых участвуют различные виды папоротникообразных и селягинелл.

Но современный период не является благоприятным для активизации таких сообществ, кроме тех специфических условий, которые создаются на каменистых субстратах вблизи нижней границы расселения лиственницы и на выходах каменистых грунтов в лесном поясе [Павлов, 1929]. Только по курумам и каменистым развалам папоротниковые психрофитные группировки могут спускаться в степную полосу (например, в долине р. Чулуту на осыпях под обрывами базальтов). Примечательно, что группировки с видами папоротникообразных, складывающиеся по типу пионерных, известны не только в современной растительности гор Монголии. Наиболее полное их описание относится к бассейну р. Сыстыг-Хем (Западный Саян), где в полосе контакта лесного пояса со степями южных склонов развиваются «смешанные» группировки из бореальных (скальных и лесных) видов папоротникообразных и степных растений, в том числе эфедры [Данилов, 1981]. В них сочетаются до семи видов папоротникообразных — комплекс, удивительно сходный с монгольскими вариантами «аномальных» позднеплейстоценовых пыльцевых флор. В каменистых местообитаниях Хакассии петрофитные группировки с папоротникообразными обычны в сукцессионных сменах при зарастании каменистых склонов лесостепной полосы [Растительный..., 1976]. Во флоре Средней Сибири около половины видов папоротников относится к скальным формам, обитающим рядом со степными петрофитными группировками в пределах лесной зоны [Попов, 1957а, б]. Таким образом, варианты современных пионерных группировок с папоротникообразными и селягинеллами можно рассматривать как следы более широкого расселения ориги-



нальных ценотипов в благоприятные динамические стадии «холодного» полуритма позднего плейстоцена, когда происходили типологические смены в пределах формации лиственничников — расширялись «условно холодные» типы леса.

Признаки активизации специфических травянистых группировок должны иметь место в ископаемых пыльцевых спектрах районов современного развития остепненных лиственничников. Из опубликованных можно отметить данные по низким террасам бассейна Ангары [М. П. Гричук, 1959] и по аллювиальным и склоновым отложениям Западного Забайкалья, для которых описаны ископаемые флоры с относительным обогащением спорами, но они рассматриваются как признак безлесной перигляциальной растительности [Равский, 1972; Базаров и др., 1982; Базарова, 1985].

Мы придерживаемся представления об устойчивости лесной растительности в относительно холодные периоды позднего плейстоцена не только на территории Северной Монголии, но и в районах Прибайкалья и Забайкалья, соответствующих степной и лесостепной зональным поясам растительности. Соображения о палеоиндикационном смысле «аномальных» спектров со спорами подтверждают значение лиственницы как лесообразователя, и при синхронизации событий подобные спектры могут использоваться для сопоставления тех или иных стадий перестройки растительного покрова — в начале или в конце «холодного» полуритма. В настоящее время амплитуда изменения климатических параметров в пределах ареала лиственницы, особенно даурской, очень велика [Позднякова, 1975], и нет оснований полагать, что на юге Восточной Сибири в периоды похолоданий позднего плейстоцена термовлажностный режим был суровее, чем в северной и северо-восточной частях ареала. Это полностью противоречило бы фактам о реликтах смешанных широколиственных лесов в современной флоре юга Восточной Сибири [Епова, 1956; Попов, 1957; Иванова, 1978; Тюлина, 1981; Пешкова, 1984]. Лиственничники всегда сохраняли значение основного типа леса, а в отдельные стадии «холодного» полуритма расселение лиственницы в предгорьях и низкогорьях активизировалось. Теплые и относительно сухие оптимумы (термические) межледниковий были в нашем регионе отчетливо выраженными периодами сокращения лесов (см. гл. 5).

Таким образом, общая схема эволюции растительности, характер климатической изменчивости в плейстоцене и последовательность климатических фаз в позднем плейстоцене Монголии не согласуются со схемой фитоиндикационной периодизации плейстоцена, предложенной в ряде работ, в том числе палинологических, для юга Восточной Сибири и Северной Монголии [Равский и др., 1964; Гитерман, Голубева, 1965; Гитерман и др., 1968; Равский, 1972; Геокриологические..., 1974; Голубева, 1977; Голубева, Караулова, 1983]. Возникает вопрос о причинах этих несоответствий.

Нам представляется, что вне зависимости от принятой рабочей климатостратиграфической схемы палинологический метод «не сработал» как самостоятельный и независимый способ ее проверки в южных районах Прибайкалья и Забайкалья вследствие по крайней мере двух основных причин. Во-первых, отсутствовали оценки информативности результатов палинологического анализа — как в отношении качественного состава (т. е. степени разнообразия таксонов), так и по количественным характеристикам (в статистическую обработку попадали нерепрезентативные данные); нарушались и другие методические правила проведения аналитических исследований, обязательные для палеопалинологических работ. Во-вторых, не были разработаны региональные фитоиндикационные критерии разделения ископаемых пыльцевых флор на «холодные» и «теплые» варианты. Вместо этого в практике стали использоваться конкретные признаки «холодных» флор, принятые в более северных гумидных районах Восточной Сибири и выделенные для верхнего плейстоцена Западной Сибири [М. П. Гричук, В. П. Гричук, 1960].

Прежде всего обращает на себя внимание отсутствие в работах по плейстоцену Южного Забайкалья и Монголии анализа субфоссильных проб. Пропущена важная методическая стадия исследований, не восполнимая никакими другими способами. Корректная интерпретация ископаемых флор не может проводиться без сравнительной оценки их сходства и различия с субфоссильными пробами, так как нет иного критерия для разделе-

ния климатической и локально-экологической информации. Из-за отсутствия практически единственной формы объективного контроля — учета закономерностей распределения пыльцы и спор при современном состоянии растительного покрова появляется возможность неоднозначной трактовки результатов, а значит, и «вольной» интерпретации палинологических данных.

Материалы ряда публикаций [Равский и др., 1964; Геокриологические..., 1974] показали, что их авторы не придавали должного значения количественным характеристикам, используя для своих выводов статистически недостоверные анализы.

Так, характеристика разреза 20—25-метровой террасы р. Чикой основана на пяти образцах, в которых подсчитано всего 60—120 пыльцевых зерен и спор. В составе дендрофлоры есть сосна, ель, древовидная и кустарниковая береза, ольха. Травянистых растений определено всего 9 таксонов — вересковые, злаки, маревые, сложноцветные, полынь, гвоздичные, гречишные, горечавковые, частуховые; из спор — папоротникообразные, единично сфагны и плаунок. Вывод авторов: «Аллювиальные отложения формировались при наличии безлесных ландшафтов и в условиях довольно холодного климата» [Равский и др., 1964, с. 152]. И далее: «Состав спорово-пыльцевых спектров из аллювия IV террасы свидетельствует о холодных условиях и распространении перигляциальных ландшафтов» [Там же, с. 154]. На основании этих данных аллювий был отнесен ко времени тазовского оледенения! Почему эти спектры «холодные» и отражают перигляциальные ландшафты? В таком виде ни сами палинологические данные, ни способ их «интерпретации» неприемлемы. Столь же легко было сделано расчленение верхнеплейстоценовых делювиальных отложений в районе г. Дархан на каргинский и зырянский (с интерстадиалом) горизонты [Геокриологические..., 1974, с. 172—173]. И здесь из 22 образцов в 20 подсчитано менее 200 пыльцевых зерен и спор, причем в 12 из них — даже менее 50 зерен, т. е. материалы тоже статистически недостоверны.

Второй момент касается неразработанности палеофлористических критериев разделения ископаемых флор межледниковых и ледниковых периодов. В работе «Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене» [Гитерман и др., 1968] указана принятая ее авторами стандартная схема изменения растительности, распространенная ими фактически на всю Сибирь. С оледенениями связывалось распространение безлесных ландшафтов, включавших «совершенно своеобразные зональные типы растительного покрова — так называемые тундростепи, которые сочетали в себе признаки тундрового ландшафта, близкого к современному, но отличались большим участием ксерофитных элементов с представителями *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Plumbaginaceae*, *Ephedra*» (с. 11—12). Авторы работы отмечают, что в качестве эдификаторов перигляциальных флор ими приняты *Selaginella selaginoides*, *Salix polaris*, *Lycopodium apressum*, *L. pungens*, *Selaginella sibirica*, *Ephedra monosperma*, *Ephedra distachya*, *Kochia prostrata*, а из текста книги выясняется, что к этой группе присоединены и *Lycopodium alpinum*, *L. selago*, *L. complanatum*, *Selaginella sanguinolenta*. Известно, что первые восемь компонентов и некоторые другие первоначально были предложены в качестве палеоиндикаторов разных стадий «холодного» полуритма позднего плейстоцена в приледниковых районах европейской части СССР и Западной Сибири [М. П. Гричук, В. П. Гричук, 1960].

В этой работе рекомендовано учитывать в качестве палеоиндикаторов холодных эпох элементы, указанные выше (а также другие, объединенные в три группы в соответствии с их экологическими особенностями и направлением миграции), именно потому, что они отвечали определенным требованиям фитоклиматического и эколого-ценотического характера. Это флористические элементы, чуждые современной флоре равнинных районов, где были изучены разрезы, и появление их пыльцы в определенной временной последовательности послужило основанием для схемы изменения растительности позднплейстоценового ритма конкретного региона. Авторы подчеркивали трудности, сопряженные с идентификацией ископаемых пыльцевых флор перигляциального типа, и указали ряд признаков, которым такие флоры должны удовлетворять в равнинных приледниковых районах. Позже В. П. Гричуком проблема периодизации плейстоцена рассмотрена с бо-

нальных ценотипов в благоприятные динамические стадии «холодного» полуритма позднего плейстоцена, когда происходили типологические смены в пределах формации лиственничников — расширялись «условно холодные» типы леса.

Признаки активизации специфических травянистых группировок должны иметь место в ископаемых пыльцевых спектрах районов современного развития остепненных лиственничников. Из опубликованных можно отметить данные по низким террасам бассейна Ангары [М. П. Гричук, 1959] и по аллювиальным и склоновым отложениям Западного Забайкалья, для которых описаны ископаемые флоры с относительным обогащением спорами, но они рассматриваются как признак безлесной перигляциальной растительности [Равский, 1972; Базаров и др., 1982; Базарова, 1985].

Мы придерживаемся представления об устойчивости лесной растительности в относительно холодные периоды позднего плейстоцена не только на территории Северной Монголии, но и в районах Прибайкалья и Забайкалья, соответствующих степной и лесостепной зональным полосам растительности. Соображения о палеоиндикационном смысле «аномальных» спектров со спорами подтверждают значение лиственницы как лесообразователя, и при синхронизации событий подобные спектры могут использоваться для сопоставления тех или иных стадий перестройки растительного покрова — в начале или в конце «холодного» полуритма. В настоящее время амплитуда изменения климатических параметров в пределах ареала лиственницы, особенно даурской, очень велика [Позднякова, 1975], и нет оснований полагать, что на юге Восточной Сибири в периоды похолоданий позднего плейстоцена термовлажностный режим был суше, чем в северной и северо-восточной частях ареала. Это полностью противоречило бы фактам о реликтах смешанных широколиственных лесов в современной флоре юга Восточной Сибири [Епова, 1956; Попов, 1957; Иванова, 1978; Тюлина, 1981; Пешкова, 1984]. Лиственничники всегда сохраняли значение основного типа леса, а в отдельные стадии «холодного» полуритма расселение лиственницы в предгорьях и низкорьях активизировалось. Теплые и относительно сухие оптимумы (термические) межледниковий были в нашем регионе отчетливо выраженными периодами сокращения лесов (см. гл. 5).

Таким образом, общая схема эволюции растительности, характер климатической изменчивости в плейстоцене и последовательность климатических фаз в позднем плейстоцене Монголии не согласуются со схемой фитоиндикационной периодизации плейстоцена, предложенной в ряде работ, в том числе палинологических, для юга Восточной Сибири и Северной Монголии [Равский и др., 1964; Гитерман, Голубева, 1965; Гитерман и др., 1968; Равский, 1972; Геокриологические..., 1974; Голубева, 1977; Голубева, Караулова, 1983]. Возникает вопрос о причинах этих несоответствий.

Нам представляется, что вне зависимости от принятой рабочей климатостратиграфической схемы палинологический метод «не сработывал» как самостоятельный и независимый способ ее проверки в южных районах Прибайкалья и Забайкалья вследствие по крайней мере двух основных причин. Во-первых, отсутствовали оценки информативности результатов палинологического анализа — как в отношении качественного состава (т. е. степени разнообразия таксонов), так и по количественным характеристикам (в статистическую обработку попадали нерепрезентативные данные); нарушались и другие методические правила проведения аналитических исследований, обязательные для палеопалинологических работ. Во-вторых, не были разработаны региональные фитоиндикационные критерии разделения ископаемых пыльцевых флор на «холодные» и «теплые» варианты. Вместо этого в практике стали использоваться конкретные признаки «холодных» флор, принятые в более северных гумидных районах Восточной Сибири и выделенные для верхнего плейстоцена Западной Сибири [М. П. Гричук, В. П. Гричук, 1960].

Прежде всего обращает на себя внимание отсутствие в работах по плейстоцену Южного Забайкалья и Монголии анализа субфоссильных проб. Пропущена важная методическая стадия исследований, не восполнимая никакими другими способами. Корректная интерпретация ископаемых флор не может проводиться без сравнительной оценки их сходства и различия с субфоссильными пробами, так как нет иного критерия для разделе-

ния климатической и локально-экологической информации. Из-за отсутствия практически единственной формы объективного контроля — учета закономерностей распределения пыльцы и спор при современном состоянии растительного покрова появляется возможность неоднозначной трактовки результатов, а значит, и «вольной» интерпретации палинологических данных.

Материалы ряда публикаций [Равский и др., 1964; Геокриологические..., 1974] показали, что их авторы не придавали должного значения количественным характеристикам, используя для своих выводов статистически недостоверные анализы.

Так, характеристика разреза 20—25-метровой террасы р. Чикой основана на пяти образцах, в которых подсчитано всего 60—120 пыльцевых зерен и спор. В составе дендрофлоры есть сосна, ель, древовидная и кустарниковая береза, ольха. Травянистых растений определено всего 9 таксонов — вересковые, злаки, маревые, сложноцветные, полынь, гвоздичные, гречишные, горечавковые, частуховые; из спор — папоротникообразные, единично сфагны и плаунок. Вывод авторов: «Аллювиальные отложения формировались при наличии безлесных ландшафтов и в условиях довольно холодного климата» [Равский и др., 1964, с. 152]. И далее: «Состав спорово-пыльцевых спектров из аллювия IV террасы свидетельствует о холодных условиях и распространении перигляциальных ландшафтов» [Там же, с. 154]. На основании этих данных аллювий был отнесен ко времени тазовского оледенения! Почему эти спектры «холодные» и отражают перигляциальные ландшафты? В таком виде ни сами палинологические данные, ни способ их «интерпретации» неприемлемы. Столь же легко было сделано расчленение верхнеплейстоценовых делювиальных отложений в районе г. Дархан на каргинский и зырянский (с интерстадиалом) горизонты [Геокриологические..., 1974, с. 172—173]. И здесь из 22 образцов в 20 подсчитано менее 200 пыльцевых зерен и спор, причем в 12 из них — даже менее 50 зерен, т. е. материалы тоже статистически недостоверны.

Второй момент касается неразработанности палеофлористических критериев разделения ископаемых флор межледниковых и ледниковых периодов. В работе «Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене» [Гитерман и др., 1968] указана принятая ее авторами стандартная схема изменения растительности, распространенная ими фактически на всю Сибирь. С оледенениями связывалось распространение безлесных ландшафтов, включавших «совершенно своеобразные зональные типы растительного покрова — так называемые тундростепи, которые сочетали в себе признаки тундрового ландшафта, близкого к современному, но отличались большим участием ксерофитных элементов с представителями *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Plumbaginaceae*, *Ephedra*» (с. 11—12). Авторы работы отмечают, что в качестве эдификаторов перигляциальных флор ими приняты *Selaginella selaginoides*, *Salix polaris*, *Lycopodium apressum*, *L. pungens*, *Selaginella sibirica*, *Ephedra monosperma*, *Ephedra distachya*, *Kochia prostrata*, а из текста книги выясняется, что к этой группе присоединены и *Lycopodium alpinum*, *L. selago*, *L. complanatum*, *Selaginella sanguinolenta*. Известно, что первые восемь компонентов и некоторые другие первоначально были предложены в качестве палеоиндикаторов разных стадий «холодного» полуритма позднего плейстоцена в приледниковых районах европейской части СССР и Западной Сибири [М. П. Гричук, В. П. Гричук, 1960].

В этой работе рекомендовано учитывать в качестве палеоиндикаторов холодных эпох элементы, указанные выше (а также другие, объединенные в три группы в соответствии с их экологическими особенностями и направлением миграции), именно потому, что они отвечали определенным требованиям фитоклиматического и эколого-ценотического характера. Это флористические элементы, чуждые современной флоре равнинных районов, где были изучены разрезы, и появление их пыльцы в определенной временной последовательности послужило основанием для схемы изменения растительности позднплейстоценового ритма конкретного региона. Авторы подчеркивали трудности, сопряженные с идентификацией ископаемых пыльцевых флор перигляциального типа, и указали ряд признаков, которым такие флоры должны удовлетворять в равнинных приледниковых районах. Позже В. П. Гричуком проблема периодизации плейстоцена рассмотрена с бо-

нальных ценотипов в благоприятные динамические стадии «холодного» полуритма позднего плейстоцена, когда происходили типологические смены в пределах формации лиственничников — расширились «условно холодные» типы леса.

Признаки активизации специфических травянистых группировок должны иметь место в ископаемых пыльцевых спектрах районов современного развития остепненных лиственничников. Из опубликованных можно отметить данные по низким террасам бассейна Ангары [М. П. Гричук, 1959] и по аллювиальным и склоновым отложениям Западного Забайкалья, для которых описаны ископаемые флоры с относительным обогащением спорами, но они рассматриваются как признак безлесной перигляциальной растительности [Равский, 1972; Базаров и др., 1982; Базарова, 1985].

Мы придерживаемся представления об устойчивости лесной растительности в относительно холодные периоды позднего плейстоцена не только на территории Северной Монголии, но и в районах Прибайкалья и Забайкалья, соответствующих степной и лесостепной зональным поясам растительности. Соображения о палеоиндикационном смысле «аномальных» спектров со спорами подтверждают значение лиственницы как лесобразователя, и при синхронизации событий подобные спектры могут использоваться для сопоставления тех или иных стадий перестройки растительного покрова — в начале или в конце «холодного» полуритма. В настоящее время амплитуда изменения климатических параметров в пределах ареала лиственницы, особенно даурской, очень велика [Позднякова, 1975], и нет оснований полагать, что на юге Восточной Сибири в периоды похолоданий позднего плейстоцена термовлажностный режим был суворее, чем в северной и северо-восточной частях ареала. Это полностью противоречило бы фактам о реликтах смешанных широколиственных лесов в современной флоре юга Восточной Сибири [Епова, 1956; Попов, 1957; Иванова, 1978; Тюлина, 1981; Пешкова, 1984]. Лиственничники всегда сохраняли значение основного типа леса, а в отдельные стадии «холодного» полуритма расселение лиственницы в предгорьях и низкорьях активизировалось. Теплые и относительно сухие оптимумы (термические) межледниковий были в нашем регионе отчетливо выраженными периодами сокращения лесов (см. гл. 5).

Таким образом, общая схема эволюции растительности, характер климатической изменчивости в плейстоцене и последовательность климатических фаз в позднем плейстоцене Монголии не согласуются со схемой фитоклиматической периодизации плейстоцена, предложенной в ряде работ, в том числе палинологических, для юга Восточной Сибири и Северной Монголии [Равский и др., 1964; Гитерман, Голубева, 1965; Гитерман и др., 1968; Равский, 1972; Геокриологические..., 1974; Голубева, 1977; Голубева, Караулова, 1983]. Возникает вопрос о причинах этих несоответствий.

Нам представляется, что вне зависимости от принятой рабочей климатостратиграфической схемы палинологический метод «не сработывал» как самостоятельный и независимый способ ее проверки в южных районах Прибайкалья и Забайкалья вследствие по крайней мере двух основных причин. Во-первых, отсутствовали оценки информативности результатов палинологического анализа — как в отношении качественного состава (т. е. степени разнообразия таксонов), так и по количественным характеристикам (в статистическую обработку попадали нерепрезентативные данные); нарушались и другие методические правила проведения аналитических исследований, обязательные для палеопалинологических работ. Во-вторых, не были разработаны региональные фитоиндикационные критерии разделения ископаемых пыльцевых флор на «холодные» и «теплые» варианты. Вместо этого в практике стали использоваться конкретные признаки «холодных» флор, принятые в более северных гумидных районах Восточной Сибири и выделенные для верхнего плейстоцена Западной Сибири [М. П. Гричук, В. П. Гричук, 1960].

Прежде всего обращает на себя внимание отсутствие в работах по плейстоцену Южного Забайкалья и Монголии анализа субфоссильных проб. Пропущена важная методическая стадия исследований, не восполнимая никакими другими способами. Корректная интерпретация ископаемых флор не может проводиться без сравнительной оценки их сходства и различия с субфоссильными пробами, так как нет иного критерия для разделе-

ния климатической и локально-экологической информации. Из-за отсутствия практически единственной формы объективного контроля — учета закономерностей распределения пыльцы и спор при современном состоянии растительного покрова появляется возможность неоднозначной трактовки результатов, а значит, и «вольной» интерпретации палинологических данных.

Материалы ряда публикаций [Равский и др., 1964; Геокриологические..., 1974] показали, что их авторы не придавали должного значения количественным характеристикам, используя для своих выводов статистически недостоверные анализы.

Так, характеристика разреза 20—25-метровой террасы р. Чикой основана на пяти образцах, в которых подсчитано всего 60—120 пыльцевых зерен и спор. В составе дендрофлоры есть сосна, ель, древовидная и кустарниковая береза, ольха. Травянистых растений определено всего 9 таксонов — вересковые, злаки, маревые, сложноцветные, полынь, гвоздичные, гречишные, горечавковые, частуховые; из спор — папоротникообразные, единично сфагны и плаунок. Вывод авторов: «Аллювиальные отложения формировались при наличии безлесных ландшафтов и в условиях довольно холодного климата» [Равский и др., 1964, с. 152]. И далее: «Состав спорово-пыльцевых спектров из аллювия IV террасы свидетельствует о холодных условиях и распространении перигляциальных ландшафтов» [Там же, с. 154]. На основании этих данных аллювий был отнесен ко времени тазовского оледенения! Почему эти спектры «холодные» и отражают перигляциальные ландшафты? В таком виде ни сами палинологические данные, ни способ их «интерпретации» неприемлемы. Столь же легко было сделано расчленение верхнеплейстоценовых делювиальных отложений в районе г. Дархан на каргинский и зрянский (с интерстадиалом) горизонты [Геокриологические..., 1974, с. 172—173]. И здесь из 22 образцов в 20 подсчитано менее 200 пыльцевых зерен и спор, причем в 12 из них — даже менее 50 зерен, т. е. материалы тоже статистически недостоверны.

Второй момент касается неразработанности палеофлористических критериев разделения ископаемых флор межледниковых и ледниковых периодов. В работе «Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене» [Гитерман и др., 1968] указана принятая ее авторами стандартная схема изменения растительности, распространенная ими фактически на всю Сибирь. С оледенениями связывалось распространение безлесных ландшафтов, включавших «совершенно своеобразные зональные типы растительного покрова — так называемые тундростепи, которые сочетали в себе признаки тундрового ландшафта, близкого к современному, но отличались большим участием ксерофитных элементов с представителями *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Plumbaginaceae*, *Ephedra*» (с. 11—12). Авторы работы отмечают, что в качестве эдификаторов перигляциальных флор ими приняты *Selaginella selaginoides*, *Salix polaris*, *Lycopodium apressum*, *L. pungens*, *Selaginella sibirica*, *Ephedra monosperma*, *Ephedra distachya*, *Kochia prostrata*, а из текста книги выясняется, что к этой группе присоединены и *Lycopodium alpinum*, *L. selago*, *L. complanatum*, *Selaginella sanguinolenta*. Известно, что первые восемь компонентов и некоторые другие первоначально были предложены в качестве палеоиндикаторов разных стадий «холодного» полуритма позднего плейстоцена в приледниковых районах европейской части СССР и Западной Сибири [М. П. Гричук, В. П. Гричук, 1960].

В этой работе рекомендовано учитывать в качестве палеоиндикаторов холодных эпох элементы, указанные выше (а также другие, объединенные в три группы в соответствии с их экологическими особенностями и направлением миграции), именно потому, что они отвечали определенным требованиям фитоклиматического и эколого-ценотического характера. Это флористические элементы, чуждые современной флоре равнинных районов, где были изучены разрезы, и появление их пыльцы в определенной временной последовательности послужило основанием для схемы изменения растительности позднплейстоценового ритма конкретного региона. Авторы подчеркивали трудности, сопряженные с идентификацией ископаемых пыльцевых флор перигляциального типа, и указали ряд признаков, которым такие флоры должны удовлетворять в равнинных приледниковых районах. Позже В. П. Гричуком проблема периодизации плейстоцена рассмотрена с бо-

лее широких историко-флористических позиций и подчеркнута роль провинциальных (а не только зональных) особенностей флоры и растительности [В. П. Гричук, 1973, 1978, 1985].

В книге «Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене» [Гитерман и др., 1968], напротив, канонизируется некий «флористический стандарт», которому предлагается следовать независимо от того, в какой части Восточной Сибири находится район с ископаемыми флорами и каков там состав современной флоры. И второе, что, на наш взгляд, служило тормозом в объективной оценке палеоботанических данных, полученных в южных районах Прибайкалья и Забайкалья: столь же категорично высказанная авторами этой книги уверенность в широком развитии ландшафтов перигляциального типа — четырехкратно и практически на всей территории южной половины Восточной Сибири и даже в Северной Монголии. Тем не менее и то и другое положение не подтверждается по югу Забайкалья материалами самой Л. В. Голубевой — одного из авторов упомянутой работы. Обратимся к конкретным разрезам.

Растительность «сухой холодной» фазы самаровского времени восстановлена по разрезу верхней части горы Тологой [Равский и др., 1964]. В 15 образцах из 15-метровой толщи определено всего 25—165 пыльцевых зерен и спор (с. 116—117). Пыльца дендрофлоры в образцах, где можно выполнить расчет процентных соотношений, составляет 5—68%. Это пыльца ели, пихты, сибирской и обыкновенной сосны, древовидной и кустарниковой березы, ольхи, вяза, ивы, т. е., кроме пыльцы современных лесообразователей, присутствует пыльца широколиственных пород. Состав травянистой пыльцы бедный: преобладают полынь, сложноцветные, маревые и злаки, отмечена пыльца эфедры, крестоцветных, гвоздичных, губоцветных. В группе спор — единично папоротники, плауны. Интерпретация авторов: «Спорово-пыльцевые спектры показывают широкое распространение безлесных ландшафтов. Присутствие в значительном количестве ксерофитов, а также появление тундровых растений (имеется в виду пыльца кустарниковой березы, две споры альпийского плауна. — Е. М.) свидетельствует о развитии своеобразных перигляциальных ландшафтов типа холодных степей» (с. 125). Корректность этого вывода более чем сомнительна.

Растительность второй половины зырянского оледенения дана по разрезу аллювия 15—18-метровой террасы р. Чикой [Равский и др., 1964, с. 158]. Мощность отложений 2,3 м, в 10 образцах подсчитано всего по 100—215 зерен. Пыльцы дендрофлоры здесь много — 18—43%: береза, обыкновенная и сибирская сосна, ольха. В составе пыльцы травянистых растений фон составляет пыльца польни, есть пыльца злаков, маревых, сложноцветных и единично — вересковых, эфедры, осок, гвоздичных, зонтичных, маренных. Определены споры селягинелл, плаунов, папоротникообразных и сфагнов. Интерпретация авторов: «...существовали безлесные перигляциальные ландшафты с обилием в растительном покрове ксерофитов; присутствовали кустарниковая березка, плауны и плауники» (с. 157). Вывод тенденциозен, сделан без всяких оснований: пыльцы деревьев в каждом образце определено достаточно, чтобы убедиться в существовании лесов. Участие ксерофитов в растительности по этим данным оценить невозможно, зато пыльца вересковых — представителя лесных сообществ — реальность. Морфологическое разнообразие спор — это следствие дифференциации растительности низкогорий (разрез находится на высоте около 880 м), где могли быть участки экспозиционных лесов. Поэтому наряду с элементами петрофитно-степных группировок (селягинеллы и эфедра) в осадках есть споры растений лесного пояса (плауны). Примеры можно продолжить, так как и другие аналитические материалы выполнены Л. В. Голубевой на таком же уровне детальности анализов и с подобным подходом к интерпретации данных. Ясно следующее: эти материалы недостаточно информативны как основа региональных реконструкций, которые по ним сделаны; сами данные не подтверждают положения о неоднократной перигляциальности ландшафтов, хотя, как это ни парадоксально, они приводились в цитированной работе именно для этого.

Ориентированность на «поиски» горизонтов с перигляциальными флорами заведомо известного состава (только по аналогии с более северными, иными в орографическом

и флористическом отношении регионами) была, безусловно, слишком упрощенным подходом к проблеме реконструкций плейстоценовой растительности. Таксоны травянистых и споровых растений, которые приводятся в публикациях для эпох похолодания (холодных сухих фаз), в Забайкальском регионе не могут служить индикаторами перигляциальных ландшафтов. Все они являются обычными растениями степного, лесостепного и лесного поясов, но представляют широкий спектр эколого-ценотических типов, что характерно для горных континентальных регионов. Совместная встречаемость пыльцы и спор некоторых из этих растений в ископаемых флорах подчеркивает комплексность растительного покрова, но отнюдь не его однообразие в сухих холодных безлесных условиях. Кроме того, из рассмотрения обычно выпадает история развития лиственницы. Это еще один парадокс, труднообъяснимый с объективных позиций. Но действительно, в серии разрезов по Западному Забайкалью редки указания на находку единичной пыльцы лиственницы [Равский и др., 1964]. Несомненно, участие ее пыльцы в спектрах было бы гораздо заметнее при соблюдении принятых норм подсчета пыльцы. При анализе более полных выборок в отложениях Северной Монголии пыльца лиственницы бывает постоянным компонентом спектров. Достоверные находки ее пыльцы есть в нескольких разрезах среднего—верхнего плиоцена, изученных в Восточном Забайкалье и Монголии. Фактически, восстановление эволюции растительности плейстоцена немислимо без поисков признаков расселения лиственничников.

Вопрос о возможности сохранения непрерывной лесной зоны в Восточной Сибири на протяжении всего плейстоцена, включая холодные климатические фазы, обычно в публикациях не рассматривается. Возвращаясь к работе «Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене» [Гитерман и др., 1968], напомним, что в ней прямо указывается на деградацию лесной зоны в течение оледенений, особенно существенную во время зырянского этапа. Из поля зрения авторов этой работы выпала такая возможность сохранения лесов, как стадийность их трансформации, несомненно происходившая при изменении климатических режимов. Поскольку типология лиственничных лесов очень разнообразна, признаки перестройки этой формации следовало искать в изменении типологии — активизации одних и сокращении или угасании других типов, а не ориентироваться на крайние варианты «исчезновение—появление», нереальные для Сибирского региона, где лиственница является доминантом лесов от лесотундровой до горно-степной зоны.

«Перигляциальный максимализм» некоторых работ возвращает нас к гипотезе В. В. Ревердатто [1940] о происхождении гляциальных и перигляциальных реликтов во флоре Средней Сибири, тем более что карты-схемы растительности эпох оледенений [Гитерман, Голубева, 1965; Гитерман и др., 1968] фактически воспроизводят модель палеорастительности, описанную В. В. Ревердатто. Эти карты-схемы правильнее было назвать гипотетическими, так как они не основаны на палеоботанических материалах, подтверждающих ту часть гипотезы В. В. Ревердатто, которая касается пространственных перестроек растительности юга Восточной Сибири. Сама же идея известного ботаника о дифференциации климатических режимов в ритме «оледенение—межледниковье», плодотворная по своему существу, не была конкретизирована региональными палеоботаническими данными, а воспринята буквально — в том общем виде, как она была предложена в 1940 г. Между тем В. В. Ревердатто опирался на представления В. А. Обручева и И. К. Баженова о масштаботности оледенения гор Южной Сибири, о продвижении ледников в степную зону до 300-метровых абсолютных высот. Отсюда и возникла гипотеза о предельно динамичной картине глубоких изменений растительного покрова, когда перигляциальные зоны северных ледников и горного оледенения смыкались на юге Восточной Сибири и леса почти полностью исчезли [Ревердатто, 1940, с. 58]. Оценивая весьма драматично воздействие оледенения на растительность, В. В. Ревердатто считал неморальные реликты во флоре Кузнецкого Алатау молодыми, голоценовыми мигрантами, что не согласуется с флорогенетическими и палеоботаническими материалами по югу Восточной Сибири.

Флорогенетические концепции оказывают определенное влияние на формирование



идеологии палеоботанических реконструкций. В частности, вопросы истории так называемых гляциальных реликтов и их роли в растительном покрове Сибири обсуждаются в ботанической литературе по крайней мере со времени выхода работ И. М. Крашенинникова [1937, 1939]. Это поддерживает интерес к поискам ископаемых перигляциальных флор, однако убедительных палеофлористических свидетельств существования перигляциальной зоны нам неизвестно. В то же время нельзя не отметить, что в некоторых ботанических работах высказаны соображения о сходстве современной и перигляциальной растительности юга Восточной Сибири. Так, И. М. Крашенинников, выделяя в плейстоценовой степной фазе Южного Урала группу растений «плейстоценового флористического комплекса» — «продукта формообразования и миграции при росте континентальности климата в сухие и холодные ледниковые и частью межледниковые эпохи» [1937, с. 43], — отмечал, что данная фаза сохранилась наименее измененной в области Байкало-Саяно-Хангае-Алтайского горного сооружения, т. е. в исходном центре расселения «плейстоценового флористического комплекса». Мысль о сходстве современного климатического режима гор Северной Монголии с климатическими условиями, в которых развивалась плейстоценовая «холодная лесостепь», в указанных работах выражена четко. Автор, однако, не поясняет, почему он пришел к выводу о соответствии «холодных» вариантов растительных сообществ плейстоцена Южного Урала современным, т. е. межледниковым, сообществам горных районов юга Восточной Сибири и Северной Монголии — территориям, расположенным южнее, чем участки с реликтами «плейстоценового флористического комплекса» Южного Урала. С этой концепцией не вполне согласуются и данные П. Л. Горчаковского [1962] о реликтовых участках ареала вяза и липы по притокам р. Тобол, считавшего, что за Уралом, в незатронутой оледенением южной части Западно-Сибирской низменности, в плейстоцене существовал обедненный очаг сохранения неморальной флоры.

По Е. М. Лавренко [1981], перигляциальные степи существовали преимущественно во время валдайского оледенения в условиях резко континентального, холодного и сухого климата, но в полосе развития этих степей были также сосновые, лиственничные и березовые леса. Перигляциальные степи представлялись в виде сообществ с типчаками и тырсовидными ковылями — по аналогии с растительностью современных степей Восточной Сибири и Северной Монголии, так что «... в Монголии состав перигляциальных степей был, вероятно, весьма близок современному» (с. 325). Г. А. Пешкова [1972] отмечала, что в Забайкалье перигляциальные степные ландшафты мало отличались от современных степей, «наши степи, особенно островные, сохранились в том же виде, в каком они остались со времени максимального оледенения» (с. 184).

Таким образом, из ботанических работ, рассматривающих проблемы эволюции степной растительности и фокусирующих внимание на роли плейстоценового похолодания в этом процессе, следует, что современные сообщества лесостепей и степей юга Восточной Сибири и перигляциальные степи плейстоцена представляют собой сходные типы растительности. Можно ли тогда ставить знак равенства между современными климатическими режимами этих районов и режимами, в которых развивались гипотетические перигляциальные формации (но в таком случае их определение как сообщества сухих холодных условий климата нас не может устраивать)? Означает ли все сказанное выше, что зональный растительный покров коренным образом изменялся во время похолоданий (оледенений), т. е. леса обширной таежной зоны деградировали? Известны и другие точки зрения ботаников на характер изменчивости климата в плейстоцене. Ареалогический анализ флоры Монголии привел В. И. Грубова к выводу о смене климата (климатов) холодного и относительно влажного сухим и более теплым, что вызывало различные по происхождению и характеру миграционные потоки [Грубов, 1955. с. 36]. В работе, посвященной происхождению флоры и растительности Дальнего Востока и Восточной Сибири, В. Н. Васильев [1958] делает вывод, что ледниковые эпохи должны были быть более пловивальными по сравнению с межледниковыми (с. 439). Таким образом, имеются разные точки зрения на те или иные исторические процессы во флорах и неоднозначные суждения по вопросам климатического плана (на некоторых мы остановились лишь частично). Поэтому

нельзя признать правильным такой подход к палеоботаническим реконструкциям, который опирается на одну из частных гипотез эволюции флоры и растительности, признает ее доказанной и не ставит задачу проверки ее достоверности, что вполне осуществимо при наличии корректных палинологических материалов.

Следует также остановиться на проблеме использования региональной климато-стратиграфической схемы плейстоцена. В настоящее время принята схема периодизации, идентичная с западносибирской и включающая последовательность чередования климатических фаз в плейстоценовых ритмах. Для южных районов Забайкалья такая последовательность, вероятно, должна быть пересмотрена, поскольку, как показано выше, она не подтверждается теми палинологическими данными, которыми ранее аргументировалась ее приемлемость для этого региона. Рассмотренные в гл. 3 и 5 палинологические материалы по Северной Монголии со всей очевидностью говорят о иной региональной последовательности климатических фаз в типовом ритме плейстоцена. По нашему мнению, западносибирская климатостратиграфическая схема не может быть унифицированной для всего Восточно-Сибирского и Монгольского регионов, так как она не учитывает особенностей пространственно-временной изменчивости климатического поля этой обширной территории.

Современная динамика атмосферной циркуляции над Восточной Сибирью такова, что поступление атмосферной влаги в разных секторах региона связано с неодинаковыми осадкообразующими типами переноса. На большей части Восточной Сибири — в высоких и средних широтах — количество осадков возрастает во время многолетнего преобладания процессов зональной циркуляции, а в Забайкалье — во время меридиональной. В Якутии бывают отступления от этого правила: в периоды преобладания меридиональной циркуляции туда доходят южные циклоны из Монголии, приносящие повышенные дозы осадков [Бухалова, 1959; Кононова, 1968а]. Наблюдения за многолетним режимом осадков показали, что при переходе от эпохи меридиональной циркуляции к зональной увеличение осадков в средних и высоких широтах Восточной Сибири происходит вследствие изменения суммарной продолжительности действия тех же осадкообразующих типов, которые действуют и во время меридиональной эпохи, т. е. усиливается зональный перенос. В это же время в Забайкалье происходит перестройка циркуляционного режима — меняется «набор» осадкообразующих типов. Таким образом, в одну и ту же циркуляционную эпоху в регионе наблюдаются разные тенденции влагообеспеченности: на юге — фаза сокращения осадков, а в средних и северных широтах — повышение, и наоборот.

Изменение же теплового режима при смене циркуляционных эпох имеет почти на всей территории региона сходные тенденции: во время эпохи с преобладанием зональной циркуляции среднегодовые температуры воздуха повышаются, все сезоны становятся немного теплее, чем в эпоху с преобладанием меридиональных процессов [Кононова, 1968б]. При этом территория Якутии в отношении теплового режима является аномальной: в зональную эпоху там намечается тенденция к похолоданию, объясняемая особенностями зимней и летней циркуляции [Кононова, 1968б]. Из этих данных следует, что и раньше при смене циркуляционных эпох климатическое поле должно было быть дифференцированным на секторы с неодинаковыми фазовыми состояниями климатических параметров.

Следовательно, перестройки растительности в разных секторах при сходном с современным режиме циркуляции (т. е. по крайней мере в позднем плейстоцене) не были идентичными из-за разных тенденций изменения климатического поля. Растительность территории, на которой эффект повышения увлажнения создается в более теплую зональную эпоху, развивалась по схеме «теплое и относительно влажное межледниковье». В то же время растительность южных районов Забайкалья и территории Монголии переживала относительно сухую и теплую межледниковую фазу. При похолодании в южных районах Восточной Сибири увлажнение повышалось, а в средних и северных широтах — сокращалось сравнительно с предыдущим этапом. В южных районах повышение увлажненности способствовало заметному расширению лесов, так как здесь

в предгорьях и низкогорьях остепненным лесам было достаточно небольшого импульса увлажнения для их активизации. Если в это же время в более северных районах обеспеченность осадками не возрастала или несколько сокращалась относительно предыдущего периода, это не означало, что для лесов наступала критическая ситуация, приводившая к их деградации. Для широкой полосы Северного Прибайкалья и Забайкалья с таежными лесами баланс между среднегодовым количеством осадков и испаряемостью существенно положительный, там имеется ощутимый «запас прочности» у лесов по влагообеспеченности, что и дает возможность лесной фазе устойчиво развиваться при отрицательном нарушении этого баланса. И наконец, есть на территории Прибайкалья и Забайкалья переходная полоса, где действует промежуточный тип изменчивости климатических параметров во времени. Она примерно соответствует районам, где баланс влагообеспеченности и испаряемости равен нулю.

Соображения о неоднозначном климатическом эффекте на растительность Восточной Сибири и Северной Монголии одновременных, но разных по характеру климатоформирующих процессов фаз приводят к выводу о необходимости климатостратиграфического районирования территории, от которого зависят и принципы корреляции, основанные на ископаемых пыльцевых флорах.

### **ВНУТРИРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

При разработке региональной стратиграфии четвертичных отложений Монголии были выделены структурно-геоморфологические зоны с разными ведущими типами осадконакопления [Девяткин, 1981]. Для каждой из них выработаны критерии расчленения отложений, в которых доминировал климатостратиграфический принцип. Такими зонами являются:

1. Высокогорные хребты Монгольского и Гобийского Алтая, Центрального Хангая, Прихубсугулья и Хэнтэя, охваченные в плейстоцене оледенением. Стратиграфия четвертичных отложений основывается на выделении ледниковых горизонтов разной таксономической значимости и разделяющих их межледниковых горизонтов. Таким образом, в областях древнего оледенения используется классическая схема стратиграфии плейстоцена — выделение «холодных» и «теплых» горизонтов. Это дает возможность применения единых методов расчленения и корреляции осадков ко всем областям древнего оледенения.

Ведущими среди них являются стратиграфические и геолого-геоморфологические, основанные на выделении ледниковых горизонтов, их соотношениях в разрезах, геоморфологической выраженности — степени сохранности (денудированности) морен, прямой геологической увязки с террасами внеледниковой области и т. д. Определенное значение имеет литологический метод, основанный на изучении состава морен, главным образом для оценки выветрелости материала и его сохранности. Палинологический метод позволил впервые выявить на Хангае наличие межледниковых горизонтов.

2. Горная и предгорная зоны Монгольского и Гобийского Алтая, Хангая и Хэнтэя, других районов Монголии, не подвергавшихся древнему оледенению. Они занимают более низкий высотный диапазон, в ряде районов непосредственно примыкают к палеогляциальному уровню. Эта зона наиболее широко развита в Монголии. Ведущим типом осадконакопления являются главным образом пролювиальные процессы. Пролувиальные отложения доминируют в предгорьях аридных областей Монголии, имеют различные литологические варианты. Выделяются два крайних варианта климатогенного типа — аридный и плювиальный пролювий. Первый отличается повышенной карбонатностью, щебнистостью, относительно малыми мощностями. По литолого-фациальным особенностям он сходен с современным пролювием. Для второго типа характерен грубый галечно-валунный состав, глинистость заполнителя, большие мощности. Пространственно он связан с окраинами зоны древнего оледенения, приурочен к выходам в предгорья долин с ледниковыми отложениями. Это говорит о его одновозрастности с периодами древних оледенений. Таким образом, прямыми геолого-геоморфологическими

методами здесь устанавливается связь климатического цикла «арид — пювиал» и цикла «потепление — похолодание».

В зоне предгорий начинает играть определенную роль при стратиграфических построениях и палеопедологический метод. Так, на нижнеплейстоценовых конусах выноса и аллювиальных террасах хорошо выражен реликтовый горизонт древней почвы, являющийся хорошим стратиграфическим и межзональным корреляционным маркером [Градусов и др., 1974; Девяткин, 1972, 1981; Slowanski, 1970b, 1976]. Выделение миндель-рисской почвы дает хорошие перспективы и для межрегиональных корреляций, например с северными предгорьями Алтая.

Палинологический метод при расчленении комплекса склоновых образований пока еще не получил должного применения в климатостратиграфическом отношении. Имеющиеся материалы по плиоценовому и нижнеплейстоценовому горизонтам пролювия Монгольского Алтая немногочисленны, но дают определенные оценки палеоклимата гор и предгорий, указывая на дифференциацию растительности и присутствие лесного пояса.

3. Зона крупных межгорных впадин (Котловина Больших Озер, Долина Озер, впадины Северо-Восточной Монголии) с преимущественным развитием озерно-аллювиального комплекса отложений. Известно, что такие бессточные впадины являются наиболее чувствительными индикаторами климатических изменений, реагирующими на них трансгрессиями и регрессиями озерных бассейнов. Поэтому для Монголии, как и для всего аридного пояса Евразии, главным стратиграфическим методом является выделение фаз аридизации и пювиальности — аридов и пювиалов в их классическом понимании. Как показали проведенные исследования, территория Монголии оказалась в этом отношении весьма перспективной [Девяткин, Мурзаева, 1975; Девяткин и др., 1978; Девяткин, 1981]. Палинология озерных террас в Котловине Больших Озер подтверждает связь трансгрессий с общим повышением увлажненности территории и уменьшением континентальности климата. Для пювиального периода среднего плейстоцена указывается повышение количества осадков в предгорьях в 2—2,5 раза по сравнению с современным и выравнивание хода сезонных температур. В Котловине Больших Озер выделено шесть трансгрессивных пиков озерных бассейнов в плейстоцене и голоцене. Максимальными были трансгрессии среднего плейстоцена. В ледниковой зоне Горного и Монгольского Алтая также отмечается до шести вероятных циклов оледенения, сгруппированных попарно. И здесь максимальное развитие имело оледенение среднего плейстоцена.

Прямые геолого-геоморфологические соотношения, прослеженные от области оледенения в высокогорье Алтая до Котловины Больших Озер, проведенные по долине р. Кобдо [Девяткин, Мурзаева, 1979], показали связь разновозрастных моренных комплексов с террасами долины и переход последних в озерные террасы трансгрессивных циклов.

Особое значение приобрел здесь метод термолюминесцентного датирования отложений. Он дал возможность оценки абсолютного возраста выделенных горизонтов и контроля геолого-геоморфологического метода корреляции ледниковых, аллювиальных и озерных отложений разных зон.

4. Крупные речные долины северного сектора Монголии (бассейны рек Селенга, Орхон, Онон, Керулен, Халхин-Гол) с террасовыми комплексами аллювиальных отложений. Стратиграфия плейстоцена этой зоны основывается на классических методах расчленения долинного комплекса отложений — выделении террас и их прослеживании по долинам. Значительную роль играет здесь изучение покровных отложений, их строения и соотношений с аллювиальными осадками. Для этой зоны с большим успехом применен в первую очередь палинологический метод. Метод ТЛ-датирования позволяет дать оценку абсолютного возраста выделенных горизонтов и, что особенно важно, контролировать их стратиграфию в разных бассейнах. Литологический метод также дает неплохие результаты при стратиграфическом расчленении долинного комплекса плейстоценовых отложений, особенно при выделении крупных подразделений — ниже-, средне- и верхнеплейстоценовых отложений.

Наибольшую, чем во всех других зонах Монголии, роль здесь начинает играть биостратиграфический метод. Сейчас в Монголии установлено пока только два фаунистических комплекса — вероятные аналоги тираспольского (местонахождение Налайха) и верхнепалеолитического (долины рек Орхон, Тола, Халхин-Гол, Керулен). В дальнейшем роль биостратиграфического метода несомненно будет возрастать.

Общей особенностью стратиграфии плейстоценовых отложений крупных долин является ее «транзитный» характер. Долины рек проходят через все высотные ландшафтно-климатические пояса — от зоны древнего оледенения к крупным межгорным впадинам. Естественно, что каждая ландшафтно-климатическая зона, имеющая свои особенности осадконакопления, должна находить отражение в строении долинного комплекса — как в аллювии и его фациях, так и преимущественно в строении покровных отложений. При изучении собственно аллювиальных отложений долин также устанавливаются особенности их строения и фациальной дифференциации, характерные для разных высотных ландшафтно-климатических зон. Так, в зоне древнего оледенения и вблизи нее русловые фации представлены грубовалунными отложениями флювиогляциального типа, а пойменные почти не развиты. Появление этих фаций наблюдается только в низких ярусах предгорий, преимущественно в молодых террасах. Нижне-среднеплейстоценовые (кривоярские) террасы во всех долинах Северной Монголии имеют однотипный — песчаный состав со значительным участием склоновых отложений в прибрежных частях долин. Таким образом, изучение долинного комплекса аллювиальных и покровных отложений крупных рек Монголии позволяет наметить их «транзитную» корреляцию через разные высотные ландшафтно-климатические зоны горных районов.

5. Равнины, мелкосопочники и среднегорья гобийских районов Восточной и Южной Монголии изучены слабо и представляют наиболее сложные районы при разработке стратиграфии плейстоцена. Здесь развиты преимущественно разные типы элювиальных, склоновых образований, а также эоловые и подчиненно — аллювиальные и озерные отложения.

Ведущим для этой зоны является геолого-геоморфологический метод, позволяющий наметить относительную стратификацию этих образований. Применение климатостратиграфического принципа направлено на установление этапов плейвиальности (обводненности) и аридизации (иссушения) гобийских районов. Геоморфологическими признаками неоднократного значительного увлажнения этих районов являются сухие речные долины, например привязанные к высоким озерным террасам бассейна оз. Буир-Нур [Маринов, Хасин, 1954; Сырнев, 1982]. Фрагменты подобных долин отмечались в Юго-Восточной и Южной Гоби Э. М. Мурзаевым [1952, 1966] и др. Имеются также реликтовые долины с хорошо выраженным галечниковым террасовым аллювием и в Средней Гоби, где они изучались В. М. Лопатыным. Устанавливается несколько гипсометрических уровней таких террасовых поверхностей, что говорит о многократности возникновения обводненности гобийской зоны. Обычно реликтовая аллювиальная сеть привязана к бессточным, ныне сухим солончаковым впадинам. На их бортах сохраняются фрагменты галечниково-песчаных озерных террас, иногда с ясными озерными линиями. Площади этих, по-видимому, сравнительно эфемерно существовавших озер занимали сотни квадратных километров. Таковы системы реликтовых озер во впадинах Галбын-Гоби, Шэрэгин-Гашун и др. Барханные пески, занимающие обычно центральные части гобийских впадин, возникли за счет эоловой переработки озерных отложений. Признаками этапов увлажнения климата являются также погребенные реликтовые почвенные горизонты; они встречаются в депрессиях и на их бортах под современными пустынными почвами. Они имеют развитый профиль степного типа, большую мощность и хорошо (по сравнению с современными) развитый гумусовый горизонт. К сожалению, их педостратиграфия пока еще не разработана. В этом отношении сохраняет актуальность замечание Э. М. Мурзаева [1966, с. 281]: «...в истории четвертичного периода многое может быть вскрыто при изучении погребенных почв. Их наличие в четвертичных отложениях Восточной Монголии говорит о существовании там в прошлом стадий увлажнения». Имеющиеся, пока немногочисленные, данные по палинологии в гобийских районах гово-

рять о большей плювиальности климата среднего—позднего плейстоцена по сравнению с современным. Представляется бесспорной принципиальная синхронность этапов обводнения гобийских районов и плювиальных озерных трансгрессий во впадинах Котловины Больших Озер, Долины Озер и Северо-Восточной Монголии.

Вероятно, прямым корреляционным методом, позволяющим устанавливать климатические, главным образом температурные, особенности плейстоценового осадконакопления, может быть палеокриологический. Применение его в разных высотных и широтных ландшафтно-климатических зонах — как бы общее пространственное «наложение» — позволяет синхронизировать климатические события и осадконакопление плейстоцена на единой климатостратиграфической основе и коррелировать схему «холодно—тепло» (типичную для северных и высокогорных районов Азии) со схемой «влажно—сухо» (типичную для южных районов, впадин и равнин). Такая меридиональная и высотная корреляция позволяет создать единую климатостратиграфическую схему плейстоцена Монголии. Естественно, что этот пространственный принцип должен быть дополнен общеклиматическим анализом во времени, выявлением изменений не только в цикле «холодно—тепло» или «влажно—сухо», но и в общих направлениях температурных и влажностных тенденций климата в течение всего плейстоцена. При таком комплексном анализе проявится разная реакция палеогеографического процесса — изменения осадконакопления, почвообразования, криогенеза, растительности в разных широтных и высотных зонах.

Учитывая разную временную продолжительность этапов похолодания и потепления для разных широтных и вертикальных зон Монголии, приходится принимать вывод об асинхронности климатостратиграфических границ. Действительно, одни и те же климатостратиграфические подразделения, выделяемые по комплексу геологических методов и главным образом по палинологическим данным, будут иметь разный геохронологический диапазон. Так, ледниковый тип осадконакопления сохраняется в высокогорьях Алтая и Хангая и сейчас, т. е. в межледниковье. Там же сохраняется и криогенный процесс со всеми сопутствующими ему явлениями промерзания, криппа, солифлюкции и т. д. Проявление мерзлотных процессов в низких ярусах гор и предгорьях Монголии могло совпадать лишь с температурным минимумом середины оледенения. На этом примере ясно видна разная геохронологическая продолжительность (диапазон) одних и тех же явлений, в данном случае проявления криогенных процессов в разных зонах Монголии.

По материалам палеокриологических исследований на территории Северной Монголии установлены три эпохи похолодания в раннем, среднем и позднем плейстоцене [Геокриологические..., 1974]. Нами отмечается также еще одна — наиболее древняя эпоха криогенеза, отраженная в верхах позднего плиоцена (кровля свиты туин-гол) в виде горизонта инволюций. Геохронологически она отвечает верхам зоны Матуяма и контролируется ТЛ-датой  $800 \pm 82$  тыс. лет. Проявление мерзлотных процессов во времени и в пространстве было неодинаковым. Для раннего плейстоцена их проявление сдерживалось недостаточно низкими температурами. Максимальное развитие мерзлотных процессов характерно для конца среднего плейстоцена, когда существовали оптимальные соотношения температурных и влажностных параметров. В позднем плейстоцене развитию криогенных процессов при низкой температуре препятствовала аридизация климата. Они были наиболее активны в северных районах страны, обводненных долинах рек и в высокогорном ярусе горной зоны.

Безусловно, весьма перспективным и новым для Монголии явилось применение физических методов датирования плейстоценовых отложений. Эти «независимые» методы дают возможность стратификации и корреляции отложений разных климатических зон Монголии. В этих зонах палеогеографические события в плейстоцене происходили по-разному, иногда до противоположного качественного направления (качественная асинхронность), а также неодновременно, иногда вплоть до полной асинхронности (временная асинхронность). Палеомагнитный метод позволил в ряде районов определить положение подошвы нижнего плейстоцена на границе эпох Брунес—Матуяма и наметить

некоторые эпизоды. Хорошие результаты дали термолюминесцентные исследования верхов плиоцена и особенно плейстоцена. Они были проведены на опорных разрезах ледниковой зоны (Алтай, Хангай), в зоне пльвиальных бассейнов (Котловина Больших Озер) и в долинах крупных рек (Халхин-Гол и Чулут) с аллювиальным типом накопления осадков. Термолюминесцентные исследования позволили не только стратифицировать и синхронизировать процессы осадконакопления в разных зонах, но и самое главное, скоррелировать качественно разные палеоклиматические (палеогеографические) события.

Таким образом, внутрирегиональная корреляция отложений и палеогеографических событий плейстоцена Монголии основывается на комплексном использовании всех методов корреляции на едином климатостратиграфическом принципе. Только такое сочетание позволяет выявить всю сложность и особенности хода плейстоценового палеогеографического процесса в пространстве и во времени. Вместе с тем такая внутрирегиональная корреляция является основной базой для межрегионального корреляционного анализа на климатостратиграфической основе.

### МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Для сибирских регионов СССР наиболее детальной стратиграфической схемой плейстоценовых отложений в настоящее время является западносибирская. Она весьма полно обоснована биостратиграфическим, особенно палинологическим, материалом, а в последнее время — и абсолютными датировками (ТЛ, ЭПР и  $^{14}\text{C}$ ), и палеомагнитными данными [Архипов, 1971, 1987; Архипов и др., 1981, 1982]. Эта стратиграфическая схема характеризует в первую очередь северную ледниковую зону и в меньшей степени — южную внеледниковую зону Западной Сибири. Для других регионов Сибири эта схема обычно является эталонной при корреляции. При разработке стратиграфии плейстоцена Монголии она также являлась основой для корреляционных построений [Геокриологические..., 1974; Девяткин, 1981]. Большое значение для таких дальних — межрегиональных корреляций получил ТЛ-метод. При помощи его впервые удалось провести достаточно обоснованную меридиональную корреляцию плейстоцена ледниковой и внеледниковой зоны Западной Сибири, Алтая, Котловины Больших Озер, Хангая и крайнего востока Монголии [Архипов, Девяткин, Шелкопляс, 1982; Arhipov et al., 1982]. Данные работы являются основой для приводимой нами корреляции плейстоценовых отложений Монголии.

Наиболее древние — доплейстоценовые похолодания, выразившиеся в проявлении криогенных текстур, установлены нами в северных предгорьях Монгольского Алтая в разрезе Кобдо-Гол, в верхах свиты туин-гол. Они контролируются ТЛ-датой  $800 \pm 82$  тыс. лет и относятся к эпохе обратной полярности Матуяма. В Горном Алтае этому интервалу времени соответствует нижняя часть башкаусской свиты. Последняя представлена галечниками и валунниками водного происхождения [Девяткин, 1965]. Б. А. Борисов [Четвертичная..., 1984] считает возможным в этой подсвите выделять флювиогляциальные фации. Нижняя часть башкаусской свиты также относится еще к эпохе Матуяма. Нижележащая бекенская свита, представленная преимущественно пролювиальными бурочветными гравийно-галечными, щебнистыми и суглинистыми отложениями, также относится к эпохе Матуяма. Для этих отложений имеются ТЛ-датировки  $910 \pm 100$ ,  $1200 \pm 100$  и более 1500 тыс. лет. Свита охарактеризована фауной млекопитающих (*Hipparion* sp., *Rhinocerotidae* gen., *Elephantidae* gen., *Bovidae* gen.), степными и лесостепными спектрами с элементами широколиственной флоры, что не позволяет в этом возрастном интервале предполагать значительное похолодание и тем более оледенение Алтая. Верхняя часть башкаусской свиты литологически сходна с нижней, относится к эпохе Брюнес и контролируется ТЛ-датами  $560 \pm 60$  и  $625 \pm 71$  тыс. лет [Разрез..., 1978]. Кровля башкаусских галечников деформирована криогенными текстурами [Девяткин, 1965]. Таким образом, ранние и еще достаточно проблематичные следы наиболее древнего похолодания, вызвавшего проявление мерзлотных процессов в предгорьях, а воз-

можно, и оледенение высокогорий, фиксируются около 800 тыс. лет преимущественно в горных районах Алтая.

В северных предгорьях Алтая, на Приобском плато, наиболее древняя волна холода, фиксируемая ТЛ-датой  $863 \pm 93$  тыс. лет, отмечается в отложениях ерестинской (убинской) пачки кочковской свиты. Здесь отмечается первое появление перигляциальной растительности на юге Западной Сибири [Архипов, 1971]. По-видимому, этому же возрасту отвечает тальменский покров лёссовидных суглинков Салаира [Волков, Зыкина, 1982], а в Кузнецкой котловине — низы сагарлыкской свиты с холодным комплексом карпологических остатков [Зудин и др., 1982]. Таким образом, по юго-восточной окраине Западной Сибири, в Салаире и Кузбассе также удастся установить примерно на одном стратиграфическом уровне проявление наиболее древних этапов похолодания, вызвавшего появление степной растительности в равнинных и древесной, холодолюбивой и влажной — в горных районах.

В ледниковой зоне Западной Сибири моренные или флювиогляциальные горизонты в верхах верхнего плейстоцена пока не выделяются. В других сопредельных с Монголией районах Алтае-Саянской области также неизвестны ледниковые отложения позднеплейстоценового возраста. Хотя, надо это отметить, разработка стратиграфии второй половины позднего плейстоцена (эоплейстоцена) здесь пока еще явно неудовлетворительна, так как на рассматриваемый стратиграфический уровень попадают явно разновозрастные, обычно более древние отложения.

**Нижний плейстоцен.** В настоящее время в унифицированной стратиграфической схеме Западной Сибири в пределах нижнего плейстоцена выделяются два горизонта: нижний — тологайкинский (межледниковый) и верхний — шайтанский (ледниковый). Тологайкинский горизонт имеет абсолютный возраст в интервале 500—700 тыс. лет. В ледниковой зоне в этом горизонте выделяется самая древняя морена, представленная бассейновой фацией с ТЛ-датой  $550 \pm 100$  тыс. лет. На Приобском плато к этому горизонту относятся два лёссовых покрова, разделенные сложно построенной почвой. Для лёссовых покровов получены ТЛ-даты  $610 \pm 70$  и  $536 \pm 56$  тыс. лет [Разрез..., 1978; Архипов, Девяткин, Шелкопляс, 1982].

В Горном Алтае Б. А. Борисов [Четвертичная..., 1984] разделяет нижний плейстоцен на четыре горизонта. Нижний — телецкий горизонт представлен верхнебашкаусской подсвитой, состоящей из галечников флювиогляциального (?) типа, с ТЛ-датами  $560 \pm 60$  и  $625 \pm 71$  тыс. лет. В разрезе Беле на Телецком озере тот же автор подморенные пески и глины выделяет в телецкую свиту с тремя подсвитами. Для нижней из них получена ТЛ-дата  $630 \pm 75$  тыс. лет. В ней установлено несколько ярусов мерзлотных деформаций, на уровне которых теплолюбивая растительность сменяется довольно прохладными спорово-пыльцевыми спектрами. В верхних подсвитах состав растительности постепенно обедняется до степного. Таким образом, установлено, что так называемый ранее доледниковый горизонт нижнего плейстоцена имеет достаточно сложную стратиграфию с выделением холодных и теплых горизонтов.

В Западной Сибири верхняя часть нижнего плейстоцена выделяется в шайтанский горизонт. К нему относится так называемая низямская морена Белогорского материка, имеющая возраст древнее 400 тыс. лет [Архипов, Шелкопляс, 1982]. Во внеледниковой зоне этому горизонту соответствует семейкинская свита, а в Приобье — низы красnodубровской свиты, в частности салаирский лёссовый горизонт [Волков, Зыкина, 1982]. Для нижнего лёссового горизонта Приобского плато получена ТЛ-дата  $410 \pm 40$  тыс. лет.

В Горном Алтае Б. А. Борисовым в пределах катунского надгоризонта второй половины нижнего плейстоцена выделены два ледниковых горизонта — усть-чуйский (раннекатунский) и куюсский (позднеекатунский). Первый имеет ТЛ-дату  $476 \pm 51$  тыс. лет. Таким образом, на Горном Алтае как будто намечается выделение во второй половине нижнего плейстоцена двух ледниковых горизонтов. Однако их установление в ряде разрезов требует дальнейшего подтверждения.

В горных районах Монголии (Алтай, Хангай, горы Прихубсугуля) к нижнеплейстоценовому (шайтанскому) горизонту, вероятно, относятся выветрелые эрратические



валуны, расположенные вне края денудированной среднеплейстоценовой морены максимального оледенения. Возможно, что в ряде разрезов моренные пачки, залегающие непосредственно на бурых галечниках, аналогичных башкауской свите (Могун-Бурень), могут оказаться нижнеплейстоценовыми. Подобное удревание возраста моренных горизонтов произошло при ТЛ-датировании известного разреза Чаган в Горном Алтае [Разрез..., 1978], где наиболее древняя морена имеет возраст  $476 \pm 51$  тыс. лет.

В предгорной зоне Монголии нижнеплейстоценовые отложения представлены пролювиальными фациями свиты гошу. В ней имеется по крайней мере один грубовалунный горизонт, который может рассматриваться как «плювиальный» вариант пролювия. Палинологические материалы по этому горизонту свидетельствуют о существовании в предгорьях условий повышенной увлажненности, о наличии пояса хвойных лесов и вертикальной поясности, включая субальпийский пояс [Девяткин, 1981].

В Котловине Больших Озер к нижнему плейстоцену относятся наиболее нижние части серии озерных отложений. Они представлены серыми суглинками, песчанистыми глинами, перекрытыми по протоке Чоно-Хариах реликтовой бурой почвой [Slowanski, 1976]. В их основании отмечен горизонт валунников, залегающий прямо на плиоценовых отложениях верхней части свиты хиргис-нур. В них фиксируется повышенное содержание пыльцы древесных пород. В других впадинах Западной Монголии нижнечетвертичные отложения слагают низы песчано-глинистых озерных плейстоценовых осадков. Они не имеют широкого распространения и гипсометрически занимают низкое положение. Это говорит о том, что озерная трансгрессия раннего плейстоцена была небольшой. Местами в этих отложениях отмечаются текстуры типа солифлюкционных смятий кровли слоев [Slowanski, 1976].

В аллювиальном типе разреза плейстоцена Северной Монголии впервые по биостратиграфическим данным были выделены отложения нижнего плейстоцена [Жегалло и др., 1982]. Они слагают основание высокой песчаной террасы р. Тола (разрез Налайха), представляя нижнюю часть «кривоярской» серии отложений, широко развитых также в Забайкалье. В. И. Жегалло с соавторами параллелизует фауну Налайхи с нижнеплейстоценовым тологойским комплексом. Надо отметить, что, по мнению этих же исследователей, низы разреза Налайха, вероятно, могут отвечать части таманского комплекса, т. е. быть древнее 0,7 млн лет.

В региональной схеме четвертичных отложений Забайкалья [Четвертичная..., 1984] нижнечетвертичные отложения на горизонты не разделяются. Вероятно, низы нюрганской свиты о-ва Ольхон могут соответствовать стратиграфическому уровню Налайхи. В бассейне р. Селенга этому горизонту отвечают средняя толща разреза горы Тологой с итанцинским комплексом млекопитающих, включающим *Equus sanmeniensis* (поздняя форма).

**Средний плейстоцен.** В среднем плейстоцене Западной Сибири выделяются четыре стратиграфических горизонта. Нижний из них, тобольский, отвечает крупному межледниковью, хорошо проявившемуся во многих районах Сибири и выделенному нами в Монголии. В Степном Алтае этот горизонт представлен мощным, сложно построенным педокомплексом, разделяющим нижне- и среднекраснодубровскую подсвиты. Выделяется до трех погребенных почв, заключенных между ТЛ-датами  $410 \pm 40$  и  $340 \pm 36$  тыс. лет [Архипов и др., 1982]. Это так называемый шипуновский педокомплекс, широко развитый во всей внеледниковой зоне северного обрамления Алтая [Волков, Зыкина, 1982]. В Кузнецкой котловине этот горизонт, вероятно, отвечает средней части кедровской свиты, охарактеризованной пыльцевыми спектрами темнохвойной тайги [Зудин и др., 1982]. В Горном Алтае выделяется соусканихинский горизонт, представленный аккаинской свитой (слои Ак-Кая) с ТЛ-датой  $370 \pm 43$  тыс. лет. Здесь четко выделяется горизонт бурой реликтовой почвы, отвечающей тобольскому межледниковью. В Западной Монголии эта почва является своеобразным стратиграфическим репером, она хорошо фиксирует кровлю генетически разных отложений нижнего плейстоцена, отделяя их от вышележащих осадков ледникового комплекса максимального (самаровского) оледенения. Особенно четко эта реликтовая (миндель-рисская) почва прослеживается в пред-

горях Монгольского Алтая на аллювиальных террасах и пролювиальных конусах [Девяткин, 1981]. Она отмечается также в озерном типе разреза плейстоцена Котловины Больших Озер, в частности по протоке Чоно-Хариах [Slowanski, 1976].

В Забайкалье выделение аналогов тобольского горизонта происходит достаточно сложно. Е. И. Корнутова и др. [1975] относят к нему низы забайкальской толщи — буровато-серые озерно-аллювиальные пески мощностью до 50—75 м. Для нее характерны разные палинологические спектры, преимущественно темнохвойных лесов (внизу) и лесостепи (вверху разреза). Отмечается также преобладание таежной растительности в разрезах горных районов (Тункинская впадина, Южный Байкал) и преимущественно лесостепной тип спектров этого горизонта на юге Забайкалья (бассейны рек Селенга и Онон).

Более высокие части среднего плейстоцена в Западной Сибири представлены двумя ледниковыми (самаровским и тазовским) и разделяющим их межледниковым (ширтинским или мессовским) горизонтом. В настоящее время получена серия ТЛ-дат, позволяющая определить возраст этих горизонтов [Архипов, Шелкоплас, 1982]. В Белогорском материке карымкарская (самаровская) морена имеет датировки в интервале от  $210 \pm 46$  до  $260 \pm 57$  тыс. лет, а халапантская (тазовская) морена — от  $130 \pm 24$  до  $110 \pm 24$  тыс. лет. Ширтинский межморенный горизонт датируется от  $180 \pm 40$  до  $200 \pm 86$  тыс. лет. Эти два ледниковых горизонта среднего плейстоцена достаточно хорошо выделяются в ледниковой зоне Западной Сибири, но при переходе во внеледниковую зону четкость (и однозначность) их выделения уменьшается. На Предалтайской равнине традиционно считается, что двум среднеплейстоценовым оледенениям Западной Сибири отвечает накопление лёссово-почвенной субэриальной толщи средней и верхней частей краснодубровской свиты. В настоящее время имеется несколько вариантов расчленения краснодубровской свиты на пачки, слои и подсвиты по биостратиграфическим, литологическим и палеомагнитным данным. В разрезе Белово средняя подсвита сложена песками (в основании), сменяющимися вверх лёссовидными суглинками, венчающимися двумя погребенными почвами. Для основания суглинков имеется ТЛ-дата  $285 \pm 30$  тыс. лет, а ее верхняя часть (с погребенными почвами) заключена между ТЛ-датами от  $238 \pm 27$  до  $123 \pm 11$  тыс. лет. В Новосибирском Приобье И. А. Волков и В. С. Зыкина [1982] к самаровскому горизонту относят чулымский, а к тазовскому — сузунский лёсс; разделяющий их койнинхинский педокомплекс — к ширтинскому межледниковью.

Такова традиционная схема соотношения отложений ледниковой и внеледниковой зон Западной Сибири. Однако детальное изучение единого двучленного цикла (лёсс—почва) показало более сложную картину смены климатической и ландшафтной обстановки в предгорьях Алтая. Как указывают И. А. Волков и В. С. Зыкина [1982, с. 26—27]: «Ископаемые почвы формировались в климатической обстановке, близкой к современной, их вторичные преобразования протекали во влажном и холодном климате, а накопление перекрывающего почву лёсса или лёссовидного суглинка — в условиях очень сухого климата... Накопление очередного покрова лёссовых отложений начиналось значительно позже предыдущей эпохи почвообразования. Между этими событиями была еще эпоха влажного и холодного климата...» Те же исследователи отмечают: «Активизация стока и накопление аллювия охватывали время формирования ископаемой почвы и в особенности ее вторичного мерзлотно-солифлюкционного преобразования» [Там же]. Далее в своей работе И. А. Волков и В. С. Зыкина [1982] указывают: «Каждое межледниковье или относительно теплый интерстиадиал и первая половина последующего похолодания сопровождалась на междуречьях формированием почвенного покрова и его преобразованием в условиях переувлажнения и многолетней мерзлоты». Таким образом, из приведенных цитат можно сделать следующие выводы: а) климатические параметры межледниковий (межстадиалов) были близки к современным, характерным для семиаридной (степной) зоны предалтайской части Западной Сибири; б) время формирования почвы охватывало не только межледниковье, но и первую половину последующего похолодания (оледенения), когда наиболее интенсивно проявились увлажнение (плювиал) и мерзлот-

валуны, расположенные вне края денудированной среднеплейстоценовой морены максимального оледенения. Возможно, что в ряде разрезов моренные пачки, залегающие непосредственно на бурых галечниках, аналогичных башкаусской свите (Могун-Бурень), могут оказаться нижнеплейстоценовыми. Подобное удревнение возраста моренных горизонтов произошло при ТЛ-датировании известного разреза Чаган в Горном Алтае [Разрез..., 1978], где наиболее древняя морена имеет возраст  $476 \pm 51$  тыс. лет.

В предгорной зоне Монголии нижнеплейстоценовые отложения представлены пролювиальными фациями свиты гошу. В ней имеется по крайней мере один грубовалунный горизонт, который может рассматриваться как «плювиальный» вариант пролювия. Палинологические материалы по этому горизонту свидетельствуют о существовании в предгорьях условий повышенной увлажненности, о наличии пояса хвойных лесов и вертикальной поясности, включая субальпийский пояс [Девяткин, 1981].

В Котловине Больших Озер к нижнему плейстоцену относятся наиболее нижние части серии озерных отложений. Они представлены серыми суглинками, песчаносуглинистыми глинами, перекрытыми по протоке Чоно-Хариах реликтовой бурой почвой [Slowanski, 1976]. В их основании отмечен горизонт валуников, залегающий прямо на плиоценовых отложениях верхней части свиты хиргис-нур. В них фиксируется повышенное содержание пыльцы древесных пород. В других впадинах Западной Монголии нижнечетвертичные отложения слагают низы песчано-глинистых озерных плейстоценовых осадков. Они не имеют широкого распространения и гипсометрически занимают низкое положение. Это говорит о том, что озерная трансгрессия раннего плейстоцена была небольшой. Местами в этих отложениях отмечаются текстуры типа солифлюкционных смятий кровли слоев [Slowanski, 1976].

В аллювиальном типе разреза плейстоцена Северной Монголии впервые по биостратиграфическим данным были выделены отложения нижнего плейстоцена [Жегалло и др., 1982]. Они слагают основание высокой песчаной террасы р. Тола (разрез Налайха), представляя нижнюю часть «кривоярской» серии отложений, широко развитых также в Забайкалье. В. И. Жегалло с соавторами параллелизует фауну Налайхи с нижнеплейстоценовым тологийским комплексом. Надо отметить, что, по мнению этих же исследователей, низы разреза Налайха, вероятно, могут отвечать части таманского комплекса, т. е. быть древнее 0,7 млн лет.

В региональной схеме четвертичных отложений Забайкалья [Четвертичная..., 1984] нижнечетвертичные отложения на горизонты не разделяются. Вероятно, низы нюрганской свиты о-ва Ольхон могут соответствовать стратиграфическому уровню Налайхи. В бассейне р. Селенга этому горизонту отвечают средняя толща разреза горы Тологой с итанцинским комплексом млекопитающих, включающим *Equus sanmeniensis* (поздняя форма).

**Средний плейстоцен.** В среднем плейстоцене Западной Сибири выделяются четыре стратиграфических горизонта. Нижний из них, тобольский, отвечает крупному межледниковью, хорошо проявившемуся во многих районах Сибири и выделенному нами в Монголии. В Степном Алтае этот горизонт представлен мощным, сложно построенным педокомплексом, разделяющим ниже- и среднекраснодубровскую подсвиты. Выделяется до трех погребенных почв, заключенных между ТЛ-датами  $410 \pm 40$  и  $340 \pm 36$  тыс. лет [Архипов и др., 1982]. Это так называемый шипуновский педокомплекс, широко развитый во всей внеледниковой зоне северного обрамления Алтая [Волков, Зыкина, 1982]. В Кузнецкой котловине этот горизонт, вероятно, отвечает средней части кедровской свиты, охарактеризованной пылевидными спектрами темнохвойной тайги [Зудин и др., 1982]. В Горном Алтае выделяется соусканихинский горизонт, представленный аккаинской свитой (слон Ак-Кая) с ТЛ-датой  $370 \pm 43$  тыс. лет. Здесь четко выделяется горизонт бурой реликтовой почвы, отвечающей тобольскому межледниковью. В Западной Монголии эта почва является своеобразным стратиграфическим репером, она хорошо фиксирует кровлю генетически разных отложений нижнего плейстоцена, отделяя их от вышележащих осадков ледникового комплекса максимального (самаровского) оледенения. Особенно четко эта реликтовая (миндель-рисская) почва прослеживается в пред-

горях Монгольского Алтая на аллювиальных террасах и пролювиальных конусах [Девяткин, 1981]. Она отмечается также в озерном типе разреза плейстоцена Котловины Больших Озер, в частности по протоке Чоно-Хариах [Slowanski, 1976].

В Забайкалье выделение аналогов тобольского горизонта происходит достаточно сложно. Е. И. Корнутова и др. [1975] относят к нему низы забайкальской толщи — буровато-серые озерно-аллювиальные пески мощностью до 50—75 м. Для нее характерны разные палинологические спектры, преимущественно темнохвойных лесов (внизу) и лесостепи (вверху разреза). Отмечается также преобладание таежной растительности в разрезах горных районов (Тункинская впадина, Южный Байкал) и преимущественно лесостепной тип спектров этого горизонта на юге Забайкалья (бассейны рек Селенга и Онон).

Более высокие части среднего плейстоцена в Западной Сибири представлены двумя ледниковыми (самаровским и тазовским) и разделяющим их межледниковым (ширтинским или мессовским) горизонтом. В настоящее время получена серия ТЛ-дат, позволяющая определить возраст этих горизонтов [Архипов, Шелкопляс, 1982]. В Белогорском материке карымкарская (самаровская) морена имеет датировки в интервале от  $210 \pm 46$  до  $260 \pm 57$  тыс. лет, а халапантская (тазовская) морена — от  $130 \pm 24$  до  $110 \pm 24$  тыс. лет. Ширтинский межморенный горизонт датируется от  $180 \pm 40$  до  $200 \pm 86$  тыс. лет. Эти два ледниковых горизонта среднего плейстоцена достаточно хорошо выделяются в ледниковой зоне Западной Сибири, но при переходе во внеледниковую зону четкость (и однозначность) их выделения уменьшается. На Предалтайской равнине традиционно считается, что двум среднеплейстоценовым оледенениям Западной Сибири отвечает накопление лёссово-почвенной субаэраальной толщи средней и верхней частей краснодубровской свиты. В настоящее время имеется несколько вариантов расчленения краснодубровской свиты на пачки, слои и подсвиты по биостратиграфическим, литологическим и палеомагнитным данным. В разрезе Белово средняя подсвита сложена песками (в основании), сменяющимися вверх лёссовидными суглинками, венчающимися двумя погребенными почвами. Для основания суглинков имеется ТЛ-дата  $285 \pm 30$  тыс. лет, а ее верхняя часть (с погребенными почвами) заключена между ТЛ-датами от  $238 \pm 27$  до  $123 \pm 11$  тыс. лет. В Новосибирском Приобье И. А. Волков и В. С. Зыкина [1982] к самаровскому горизонту относят чулымский, а к тазовскому — сузунский лёсс; разделяющий их койнинхинский педокомплекс — к ширтинскому межледниковью.

Такова традиционная схема соотношения отложений ледниковой и внеледниковой зон Западной Сибири. Однако детальное изучение единого двучленного цикла (лёсс—почва) показало более сложную картину смены климатической и ландшафтной обстановки в предгорьях Алтая. Как указывают И. А. Волков и В. С. Зыкина [1982, с. 26—27]: «Ископаемые почвы формировались в климатической обстановке, близкой к современной, их вторичные преобразования протекали во влажном и холодном климате, а накопление перекрывающего почву лёсса или лёссовидного суглинка — в условиях очень сухого климата... Накопление очередного покрова лёссовых отложений начиналось значительно позже предыдущей эпохи почвообразования. Между этими событиями была еще эпоха влажного и холодного климата...» Те же исследователи отмечают: «Активизация стока и накопление аллювия охватывали время формирования ископаемой почвы и в особенности ее вторичного мерзлотно-солифлюкционного преобразования» [Там же]. Далее в своей работе И. А. Волков и В. С. Зыкина [1982] указывают: «Каждое межледниковье или относительно теплый интерстиадиал и первая половина последующего похолодания сопровождалась на междуречьях формированием почвенного покрова и его преобразованием в условиях переувлажнения и многолетней мерзлоты». Таким образом, из приведенных цитат можно сделать следующие выводы: а) климатические параметры межледниковий (межстадиалов) были близки к современным, характерным для семиаридной (степной) зоны предалтайской части Западной Сибири; б) время формирования почвы охватывало не только межледниковье, но и первую половину последующего похолодания (оледенения), когда наиболее интенсивно проявились увлажнение (плювиал) и мерзлот-

ные процессы; в) время формирования лёсса отвечает лишь второй половине похолодания (оледенения) и, быть может, первой половине межледниковья (потепления), соответствующим наибольшей аридизации этой зоны; г) прямая (климатостратиграфическая) корреляция оледенений с аридами (= лёсс), а межледниковий с пльвиалами (= почва) на материалах лёссовых разрезов юга Западной Сибири не устанавливается или допускает неоднозначное толкование. Вероятно, здесь имеется «переходный» промежуточный вариант климатостратиграфических соотношений «ледниковой» (холодно—тепло) и «аридной» (влажно—сухо) схем хода природного процесса, о чем мы писали ранее [Девяткин, 1981].

В Горном Алтае в разрезе среднего плейстоцена выделены два ледниковых горизонта, которые ранее считались катунским и майминским. Исследования Б. А. Борисова привели к значительной, но мало правдоподобной дробности «ледниковой» стратиграфии Алтая. В среднем плейстоцене он выделяет сейчас три ледниковых горизонта — кубадринский, ештыккольский (раннемайминский) и чуйский (позднемайминский). Основной для такой детализации послужили те же известные разрезы — Чаган, Кызыл-Чин, Кубарду, Беле, которые детально были изучены ранее [Щукина, 1960; Девяткин, 1965; Разрез..., 1978], но сейчас по-иному интерпретируются Б. А. Борисовым. Значительную помощь в разработке дробной стратиграфии оказали термолюминесцентные исследования опорных разрезов Алтая. Для валунной моренной пачки в разрезе Кубарду получена ТЛ-дата  $304 \pm 41$  тыс. лет. Сходная ТЛ-дата —  $320 \pm 41$  тыс. лет — имеется для ледниковых отложений кубадринского оледенения в разрезе Беле. Стратиграфически выше лежащий межморенный чаганский горизонт датирован  $266 \pm 30$  тыс. лет.

Два более молодых ледниковых горизонта Алтая также имеют ТЛ-датировки: ештыккольский  $231 \pm 36$  тыс. лет — по разрезу Кызыл-Чин и стратиграфически выше лежащие межледниковые осадки чаганской свиты  $145 \pm 13$  тыс. лет — по разрезу Чаган. Возраст последнего среднеплейстоценового оледенения оценивается Б. А. Борисовым в пределах 110—130 тыс. лет [Четвертичная..., 1984, схема]. Проведенный им анализ по всей Алтае-Саянской горной области показал, что наиболее древние среднеплейстоценовые ледниковые горизонты в горных районах выражены эрратическими валунами и размытыми моренами по окраинам денудированных, но еще сохранявших свой аккумулятивный рельеф морен чуйского оледенения.

В Монгольском Алтае, как показано в гл. 3, по этим признакам выделяются также минимум два среднеплейстоценовых ледниковых горизонта. Имеющиеся разрезы указывают на весьма сложное строение ледниковых отложений среднего плейстоцена, однако отсутствие ТЛ-датировок по ним не дает оснований для уверенной корреляции с Горным Алтаем. Можно говорить об одновозрастности последних ледниковых горизонтов среднего плейстоцена Горного, Монгольского Алтая и Хангая в основном по их геолого-геоморфологическому положению, степени денудированности морен и т. д. В предгорной зоне пролювиального осадконакопления ледниковым горизонтам среднего плейстоцена соответствуют пачки «плювиального» пролювия, образующие высокие конусы выноса предгорных бзелей, которые во впадинах опираются на высокие террасовые поверхности плювиальных озер. Там, где пролювиальные шлейфы предгорий выходят к долинам, они замещаются аллювиальными отложениями высоких террас. Детальные работы, проведенные по центральной части Котловины Больших Озер [Девяткин и др., 1978], показали, что здесь выделяются два четких трансгрессивных этапа в среднем плейстоцене. Первый из них имеет ТЛ-даты  $260—280 \pm 30$  тыс. лет, второй —  $177 \pm 19$  тыс. лет. Естественно, что эти датировки отражают не весь трансгрессивный цикл осадконакопления, а его предположительный максимум. Эти этапы отвечают двум среднеплейстоценовым оледенениям — самаровскому и тазовскому.

Растительность и климат предгорий и впадин во время похолоданий и озерных трансгрессий среднего плейстоцена не могут рассматриваться как перигляциальные, типичные для приледниковых районов равнинных оледенений севера Азии (см. гл. 3, 5). Палинологические материалы по южному сектору Монголии также показывают плювиальность климатических условий, так как в разрезах ныне пустынных и полупустынных районов

определена пыльца современных лесообразователей и некоторых широколиственных пород. Так что и эти районы Монголии к перигляциальной зоне отнести нельзя. Что же касается проявления мерзлотных процессов, то их современное распространение охватывает в Сибири таежную, лесостепную и часть степной зон, которые не могут являться даже отдаленными аналогами прежних перигляциальных ландшафтов. Поэтому наличие в ряде разрезов среднего плейстоцена, в частности в озерных террасах Котловины Больших Озер, палеокриогенных текстур, свидетельствующих о похолодании, еще не дает оснований относить эти районы к перигляциальной зоне. По-видимому, перигляциальная зона занимала в периоды оледенений горных районов Монголии относительно узкий высотный интервал, подобный современной гольцовой зоне. Горные оледенения, являясь следствием общих похолоданий, прямого воздействия на осадконакопление и ландшафты более низких высотных поясов и особенно равнин и впадин существенно не оказывали. Межледниковья среднего плейстоцена в предгорной зоне и во впадинах Монголии выражались этапами эрозии и регрессии озерных пльвиальных бассейнов. Для предгорной зоны они запечатлены в разрезах пачками «аридного» пролювия, литологически резко отличного от его климатогенного антипода — «пльвиального» пролювия. К сожалению, палиностратиграфия межледниковых горизонтов этих районов почти не разработана, чтобы можно было дать точную реконструкцию климата. Вполне обоснованно можно предполагать, однако, что климатические условия аридной зоны Монголии во время межледниковий были близки к современным, но не были более аридными, чем сейчас. Нигде в разрезах среднего и верхнего плейстоцена мы не имеем осадков (например, солей, гипсов и т. д.), состав и литология которых свидетельствовали бы об экстрааридизации климата, хотя повышенная карбонатность в породах отмечается.

В Северной Монголии к среднему плейстоцену обычно относятся отложения высоких песчаных террас, которые в Забайкалье часто называют кривоярскими. Как показано выше, диапазон возраста этих песчаных отложений достаточно широкий, охватывает нижний и средний плейстоцен. Первоначальное широкое применение понятия «кривоярские песчаные террасы» Э. И. Равским и др. [1964] было сужено до кривоярского горизонта (свиты), синхронного самаровскому горизонту Западной Сибири. Стремление применить к Забайкалью западносибирскую «ледниковую» схему привело к поискам и выделению в песчаной серии среднеплейстоценовых отложений всех соответствующих — ледниковых и межледниковых — горизонтов [Базаров, 1968; Равский, 1972; Корнутова и др., 1975; Четвертичная..., 1984]. Палеоклиматическая интерпретация разрезов среднего плейстоцена Тункинской впадины и Забайкалья принадлежит Э. И. Равскому [1972] и основана главным образом на анализе текстурно-литологических особенностей отложений и палинологических данных. Анализ последних проведен выше в настоящей главе, в результате сделан вывод о несостоятельности палинологической аргументации, имеющей отношение к выделению холодных сухих фаз средне- и верхнеплейстоценовых оледенений, и выражены сомнения в правильности типовой схемы климатического ритма, положенной в основу климатостратиграфического расчленения плейстоцена Забайкалья.

Тем не менее стандартная схема «ледниковой» климатостратиграфии уже давно и довольно прочно вошла в литературу по Байкальскому региону. Во многих работах, начиная с 60-х годов, описывались теплые и влажные межледниковья и сухие холодные (перигляциальные) этапы оледенений в среднем и позднем плейстоцене. Однако появились и другие взгляды на интерпретацию обстановок потеплений и похолоданий этого региона. При рассмотрении вариантов климатической интерпретации ископаемых пыльцевых флор плейстоцена юга Восточного Забайкалья Е. М. Малаева [1971] отмечала, что в них отсутствуют признаки растительности перигляциального типа, а сами пыльцевые комплексы как теплых, так и прохладных эпох всегда многовариантны и это исключает возможность реконструкций по принципу «флористических стандартов». По верхнему плейстоцену северной части Забайкалья есть данные В. А. Беловой, считавшей, что ледниковый период проявился лишь в усилении деятельности

горно-долинных ледников и в некотором общем похолодании климата, а межледниковья характеризовались постепенным увеличением континентальности климата в котловинах, отмечая этап аридизации [Белова, 1975а, с. 128—129]. О постоянном господстве на севере Прибайкалья таежного типа растительности писала Л. Н. Тюлина [1950].

В настоящей работе обобщены палинологические материалы по Северной Монголии, рассмотрены проблема палеоботанических реконструкций и роль климатической составляющей природного процесса в плейстоцене. Полученные выводы, как уже говорилось выше, не согласуются со схемой последовательности климатических фаз, принятой для Восточной Сибири [Равский и др., 1964; Равский, 1972]. Сходные с нашими представления о соотношении климатических фаз в позднплейстоценовом ритме для юга Западного Забайкалья высказывались И. В. Антощенко-Оленевым [1982].

Вопрос о палеоклиматической интерпретации палинологических данных по плейстоцену Забайкалья и Монголии приобрел сейчас актуальное значение. Без его разрешения невозможна правильная корреляция палеогеографических событий (и соответствующих отложений) этого огромного региона Внутренней Азии и тем более дальние корреляции на климатостратиграфической базе. С нашей точки зрения, идея о перигляциальном режиме холодных эпох в Забайкалье и Монголии основывается на двух ошибочных положениях.

1. На перенесении взглядов, выработанных для совершенно другого климатического, ландшафтного, геоморфологического региона — Европейского и Западно-Сибирского, на семиаридный пояс Азии, в частности Забайкалье и Монголию, а также на юг Западной Сибири, Казахстан и Среднюю Азию. Действительно, появление в приледниковой зоне Европейского региона или Западной Сибири, характеризующихся гумидным климатом и преимущественно лесной растительностью, в разрезах плейстоцена, синхронных материковым оледенениям, степных пыльцевых комплексов с элементами тундровой растительности обоснованно интерпретируется как перигляциальный тип растительности.

2. На неправильной расшифровке палинологических данных, полученных в условиях горного расчлененного рельефа Монголии и Забайкалья, где принципиально не могут быть применимы те «флористические стандарты» идентификации холодных флор, которые действительны для северных — равнинных и низкогорных — территорий, приывкавших ранее к областям древнего оледенения.

Два рассмотренных положения, естественно, привели к ошибочной концепции о соотношении аридных и плювиалов низких широт с оледенениями и межледниковьями высоких широт на материалах Азии. Э. И. Равский и его последователи отстаивают схему: оледенение = арид, межледниковье = плювиал. Несостоятельность этой концепции показана И. В. Антощенко-Оленевым [1982] на примере Западного Забайкалья. Им вскрыты и причины тех ошибочных построений, на которые мы указывали выше. В этой работе совершенно справедливо говорится, что в регионах с континентальным климатом, какими являются Забайкалье и Северная Монголия, наиболее реальной является схема: «Общее увлажнение — уменьшение континентальности — понижение среднегодовых температур — расширение ареалов лесов на юге и аридизация климата — возрастание континентальности климата — повышение среднегодовых температур — сокращение ареалов лесов на юге. Схема: арид — деградация ледников и межледниковье, а плювиал — оледенение (формирование и рост ледников до максимума) — предпочтительнее схемы Э. И. Равского и ряда других исследователей» [Антощенко-Оленев, 1982, с. 141]. Вполне соглашаясь с такой трактовкой хода палеоклиматических событий в аридном поясе Азии, доминирующим все-таки надо считать температурный параметр, а не влажностный. Последний является его производным.

Надо отметить, что сейчас намечается явное переосмысление критикуемых нами концепций «перигляциала» во Внутренней Азии, несмотря на то что в Европе и Средней Азии понятие гиперзональности перигляциала все еще гипертрофируется некоторыми исследователями, хотя и там пересмотр позиций этого «увлечения» начался [Пахомов, 1982].

Территория Монголии в течение плейстоцена входила в перигляциальную зону лишь своими наиболее высокогорными поясами, непосредственно окружающими весьма скромную область древнего оледенения. Средне- и низкогорные пояса и равнины находились в сфере влияния континентального прохладного климата с пluvиальным типом выпадения осадков, возраставших в холодные (ледниковые) интервалы. Южная граница перигляциальной зоны, таким образом, не распространялась на равнины Южной Монголии, а также лёссовые плато Северного Китая. Полученные палинологические материалы по территории Монголии подтверждают это положение. Поэтому лёссовая зона Северного Китая оказывается пространственно «отсеченной» от перигляциальной зоны севера Азиатского материка, находясь от нее на расстоянии в тысячи километров. Естественно, что «перигляциальная» идеология при расчленении этой лёссово-почвенной серии и корреляции ее с ледниковыми и межледниковыми горизонтами севера Азиатского континента или Европы [Додонов, 1986] должна быть пересмотрена, так же как и некоторые каноны относительно перигляциальной зональности, вернее, гиперзональности и в других аридных районах Азии.

**Верхний плейстоцен.** В унифицированной стратиграфической схеме Западной Сибири выделяются два межледниковых — казанцевский и каргинский — и два ледниковых — ермаковский (нижнезырянский) и сартанский (верхнесартанский) — горизонты [Четвертичная..., 1984]. На Белогорском материке получены ТЛ-даты абсолютного возраста основания ледникового разреза [Архипов, Шелкоплас, 1982]. Казанцевские межморенные отложения датированы здесь в интервале от  $110 \pm 27$  до  $130 \pm 31$  тыс. лет. Основание нижнезырянского горизонта ранее оценивалось в 70—80 тыс. лет [Кинд, 1974]. Ряд ТЛ-датировок из кормужиханской морены позволяет удревить его до  $100 \pm 17$  тыс. лет и рассматривать в диапазоне от 50 до 100—110 тыс. лет. Каргинский межледниковый горизонт уже входит в «сферу влияния» радиоуглеродного метода и оценивается в 25—50 тыс. лет. Возраст максимальной фазы сартанского оледенения 15—25 тыс. лет.

Ледниковые горизонты верхнего плейстоцена в приледниковой зоне Западной Сибири замещаются озерными и аллювиальными отложениями IV—II террас, занимая в них верхние части разреза.

На юге Западной Сибири в лёссово-почвенных разрезах Приобья и Кузбасса намечается весьма сложная и дробная стратификация этих образований [Волков, Зыкина, 1982; Зудин и др., 1982]. Здесь казанцевскому горизонту и части нижнезырянского горизонта отвечает бердский педокомплекс. Он состоит из двух почвенных горизонтов, разделенных криогенными текстурами и лёссовым горизонтом. Классического соотношения «оледенение = лёсс, межледниковье = почва» здесь не получается. Наоборот, судя по данным И. А. Волкова и В. С. Зыкиной [1982, табл. 3], середине зырянского горизонта отвечает верхняя бердская почва. В пределах каргинского горизонта также вырисовывается картина сложного чередования двух пачек лёссов и почв (искитимский педокомплекс), также разделенных криогенезом. В целом педокомплекс контролируется радиоуглеродными датами от 20 до 35 тыс. лет. Верхнезырянский (сартанский) горизонт представлен ельцовским и баганским лёссом, разделенным сумынской почвой, отвечающей внутрисартанскому потеплению.

В Кузнецкой котловине казанцевскому и нижнезырянскому горизонтам отвечают отложения верхней половины бачатской свиты. Они представлены лёссовидными суглинками с сероцветными почвами. В долинах рек казанцевскому горизонту соответствуют III надпойменные террасы. Отложения достаточно полно охарактеризованы остатками млекопитающих позднелепидолитического комплекса [Зудин и др., 1982]. Каргинский горизонт представлен в Кузнецкой котловине краснобродской свитой, состоящей из суглинков и песков преимущественно субквального типа. Ему отвечает II терраса в долинах рек. Имеющиеся радиоуглеродные даты лежат в интервале 27—45 тыс. лет. Сартанский горизонт на водоразделах представлен еловской свитой — лёссовидными светлыми суглинками со слабо выраженными погребенными почвами, а в долинах рек — галечниками и песками I террасы.



На Горном Алтае стратиграфия позднего плейстоцена за последние годы не претерпела значительных изменений, кроме номенклатурных. Выделяются два ледниковых горизонта — чибитский и аккемский и два межледниковых — кузхтонарский и бельтырский [Четвертичная..., 1984]. Два ледниковых горизонта ранее выделялись нами как первый и второй постмаксимальный [Девяткин, 1965]. Они соответствуют зырянскому и сартанскому оледенениям Западной Сибири. Детальные исследования стратиграфии ледниковых горизонтов и палеогляциологии Горного Алтая проведены в 70—80-е годы П. А. Окишевым [1982]. В верхнем плейстоцене он выделяет два крупных мегастадиала. В первом из них (=зырянском) намечаются три стадии. Второй мегастадиал (=сартанский) имеет семь стадий, возраст которых «уходит» в голоцен. Морфология рельефа морен двух ледниковых горизонтов Горного Алтая, их геоморфологические соотношения, масштабы развития показывают их полную аналогию с двумя моренными комплексами верхнего плейстоцена Монгольского Алтая.

Возраст первого постмаксимального оледенения Горного Алтая определяется путем корреляции палеомангнитных и ТЛ-датировок с верхами краснотуберовской свиты и низкими (до 60 м) террасами р. Оби в предгорьях Алтая [Свиточ и др., 1973; Геохронология СССР, 1974; Адаменко, 1976], где имеется верхнепалеолитический комплекс фауны. Его предполагаемый возраст может быть в пределах 50—110 тыс. лет, т. е. соответствовать зырянскому оледенению Западной Сибири.

Второе постмаксимальное оледенение Горного Алтая и Монгольского Алтая имело очень небольшие масштабы и ограничивалось самыми высокогорными хребтами. В Чуйской впадине из стадияльных морен и озерных отложений были получены две датировки:  $^{14}\text{C}$  —  $25,3 \pm 0,6$  тыс. лет и ТЛ —  $32 \pm 6$  тыс. лет [Свиточ и др., 1973]. Расчет, произведенный П. А. Окишевым [1976] для времени накопления этих подморенных озерных ленточных глин, позволил определить время формирования этой стадияльной морены в диапазоне 21—22 тыс. лет, что отвечает главной фазе сартанского оледенения Сибири [Кинд, 1974].

Вопрос о «ледниковом ранге» двух выделенных ледниковых горизонтов в Горном Алтае решается неоднозначно. Б. А. Борисов выделяет аналоги казанцевского и каргинского горизонтов, относя к ним озерно-ледниковые отложения и образования ледниково-подпрудных бассейнов. Сам характер отложений — их ленточный тип и связь с ледниковыми подпрудными высокогорных приледниковых озер (Чуйского, Курайского и др.) — исключает межледниковый возраст этих образований. Об этом достаточно четко высказался П. А. Окишев [1982]. Поэтому выделение «горных межледниковий» и определение их палеоклиматического характера на Горном и Монгольском Алтае — дело последующих исследований.

Надо отметить, что в Хангае в этом отношении достигнут большой успех. Здесь в долинах р. Арцит-Гол и р. Урд-Тамир впервые обнаружены межледниковые отложения, получившие палеоботаническое обоснование (см. гл. 3).

Внутрирегиональная корреляция ледниковых горизонтов верхнего плейстоцена Алтая и Хангая с трансгрессивными уровнями озерных бассейнов во впадинах и с террасовыми комплексами в долинах рек дана в начале этой главы. Подчеркнем достаточно хорошую сходимость ТЛ-датировок верхнеплейстоценовых горизонтов, выделенных в разных регионах и в разных типах разрезов — от Западной Сибири через Алтай, Котловину Больших Озер, Хангай до крайнего востока Монголии. Естественно, что пока речь идет об оценке геохронологического уровня и временной продолжительности стратиграфических подразделений. Как показано в нашей работе [Архипов и др., 1982], казанцевский горизонт не получил хороших ТЛ-материалов и его возраст оценивается всего в интервале 100—120 тыс. лет. Раннезырянский (ермаковский) горизонт получил достаточно представительное геохронологическое обоснование на всем профиле меридиональной корреляции — от ледниковой зоны Западной Сибири до Восточной Монголии. Его возраст сейчас оценивается в 50 (55) — 100 тыс. лет. Следует отметить хорошую сходимость ТЛ- и  $^{14}\text{C}$ -датировок в оценке возраста каргинского и сартанского горизонтов: первый выделяется в интервале 22—50 (55), второй — 10—22 тыс. лет.

Намечая геохронологические рамки основных подразделений верхнего плейстоцена, мы пока не можем оценить продолжительность климатостратиграфических этапов — похолоданий и потеплений. Для этого еще недостаточно данных датирования в разных широтах и вертикальных ландшафтных поясах Азии. Однако мы предполагаем, что этапы похолоданий должны иметь большую длительность в северных широтах и высокогорных районах, а этапы потеплений — наоборот, большую длительность в средних и низких широтах и на равнинах этих зон и соответственно меньшую длительность в высоких широтах и в высокогорьях. Естественно, что пики похолоданий (=пессимумы) и потеплений (=терминалы) во всех зонах ландшафтной поясности должны совпадать во времени, но их качественное проявление несомненно будет различным: более контрастное — на севере и менее — на юге. А в связи с этим и качественные «показатели» похолоданий и потеплений (оледенений и межледниковий) в разных зонах должны быть различными. Поскольку палеоклиматическая информация обычно получается из интерпретации палинологических материалов, то типовые — «ледниковые» и «межледниковые» — пыльцевые комплексы для разных зон несомненно должны различаться вплоть до их полной качественной противоположности. Например, появление пыльцевых комплексов, отражающих таежную растительность в зоне тундры или в гольцовом поясе высокогорий, однозначно свидетельствует о потеплении. Выявление подобных пыльцевых комплексов в степной зоне или в низкогорье Монголии должно интерпретироваться как похолодание, что и показано в работе на примере серии детально изученных разрезов Северной Монголии.

Все эти проблемы лежат в рамках проводимой нами корреляции палеогеографических событий весьма удаленных регионов континентальной Азии. Очевидно, проблема меридионального анализа палеогеографических событий в пространственно-временном аспекте сейчас приобретает наиболее актуальное значение при изучении четвертичного периода.

## ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П. и др.* Глубинные включения в щелочных базальтах трубки Шаварын-Царам (МНР) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 4.
- Адаменко Р. С.* Остатки мелких млекопитающих из отложений ангинской свиты Прибайкалья // Геология и геофизика. 1976. № 11.
- Антощенко-Оленев И. В.* История природных обстановок и неотектонических движений в позднем кайнозое Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1982.
- Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971.
- Архипов С. А.* Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазодобывающего района: (Уточненная стратиграфическая схема). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. Препр. № 8.
- Архипов С. А., Шелкопляс В. Н.* Термолюминесцентный возраст западносибирских оледенений // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982.
- Архипов С. А., Вотах М. Р., Шелкопляс В. Н.* Стратиграфия, термолюминесцентный возраст и корреляция морен Белогорского Приморья // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981.
- Архипов С. А., Девяткин Е. В., Шелкопляс В. Н.* Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982.
- Архипов С. А., Фирсов Л. В., Панычев В. А., Орлова Л. А.* Новые данные по стратиграфии и геохронологии Средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973.
- Асеев А. А., Маккавеев А. Н.* Геоморфология, т. 4. Гляциальная геоморфология // Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1976.
- Бадамгарав Д., Девяткин Е. В., Дашзэвэг Д.* и др. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Долины Озер: (К вопросу о выделении стратотипического района для палеогена Центральной Азии) // Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
- Базаров Д. Б.* Четвертичные отложения и основные этапы рельефа Селингинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968.
- Базаров Д. Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986.
- Базаров Д. Б., Ермаева М. А., Резанов Н. И.* Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976.
- Базаров Д. Б., Константинов М. В., Иметхенов А. Б., Базарова Л. Д.* Геология и культура древних поселений Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1982.
- Базарова Л. Д.* Палеогеографические реконструкции эпохи обитания первобытного человека в Юго-Западном Забайкалье: (По материалам исследования археологических памятников): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.
- Белова В. А.* История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1975а.
- Белова В. А.* Четвертичная палеогеография бассейна оз. Хубсугул // История озер и внутренних морей аридной зоны. Л.: Наука, 1975б.
- Белова В. А., Кулаков В. С.* История развития впадины оз. Хубсугул // Позднекайнозойская история озер в СССР: К XI конгр. ИНКВА в СССР. Новосибирск: Наука, 1982.
- Белова В. А., Барышева Е. М., Кольцова В. Г.* и др. Растительность Восточной Сибири в голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982.
- Болотова Н. Я.* К стратиграфии кайнозойских отложений Северо-Восточной Монголии // Материалы по геологии МНР. М.: Недра, 1966.
- Борисоглебская М. Б.* Новый вид обезьян (Mammalia, Primates) из плиоцена Монголии. М.: Наука, 1981. (Тр. Совмест. Сов.-Монг. палеонтол. экспедиции; Вып. 15).
- Бут П.* Абсолютный возраст вулканогенных формаций оверни и веле и хронология четвертичной фауны млекопитающих Европы // Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972.
- Бухалова Л. Н.* Выход южных клидонов на Забайкалье. Владивосток, 1959. (Тр. Дальневост. н.-и. гидрометеорол. ин-та; Вып. 7.)
- Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С.* Фауны млекопитающих эоплейстоцена Сибири и неоген-четвертичная граница // Международный коллоквиум по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». М.: Наука, 1972.
- Вангенгейм Э. А., Беляева Е. И., Грутт В. Е.* и др. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1966. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 152).

Вангенгейм Э. А., Ербаева М. А., Жегалло В. И., Сотникова М. В. К палеонтологическому обоснованию стратиграфии антропогена Западного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 10.

Васильев В. Н. Происхождение флоры и растительности Дальнего Востока и Восточной Сибири // Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. Вып. 3.

Васильев Н. Г. Ясеновые и ильмовые леса советского Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.

Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л.: Гостоптехиздат, 1959.

Виппер П. Б., Дорофеюк Н. И., Лийва А. и др. Палеогеография голоцена и верхнего плейстоцена Центральной Монголии // Изв. АН ЭССР. Сер. биол. 1981. Т. 30, № 1.

Виппер П. Б., Дорофеюк Н. И., Метельцева Е. П. и др. Опыт реконструкции растительности Западной и Центральной Монголии в голоцене на основе изучения донных отложений пресных озер // Структура и динамика основных экосистем МНР. М.: Наука, 1976. Т. 8.

Виппер П. Б., Дорофеюк Н. И., Метельцева Е. П. и др. История развития растительности Северной Монголии в голоцене // География и динамика растительного и животного мира МНР. М.: Наука, 1978.

Вислобокова И. А. Ископаемые олени Монголии. М.: Наука, 1983.

Волков И. А., Зыкина В. С. Стратиграфия четвертичных отложений лёссовой толщи Новосибирского Прибыя // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982.

Габуния Л. К., Девяткин Е. В., Рубинштейн М. М. Данные об абсолютном возрасте кайнозойских континентальных отложений Азии биостратиграфическое значение // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 4.

Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.

Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 1, 3.

Геоморфологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:150 000 / Под ред. Н. А. Флоренсова. М.: ГУГК, 1987. Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982.

Геохронология СССР. Новейший этап (поздний плиоцен-плейстоцен). Л.; М.: Недра, 1974. Т. 3.

Гитерман Р. Е., Голубева Л. В. История развития растительности Восточной Сибири в антропогене // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.

Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Е. Д. и др. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М.: Наука, 1968. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 177).

Глуховская Н. Б. Первая находка харовых водорослей в четвертичных отложениях Центральной Монголии // Геология и полезные иско-

паемые Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1980.

Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Голубева Л. В. Растительность Северо-Восточной Монголии в плейстоцене и голоцене // Структура и динамика основных экосистем МНР. Л.: Наука, 1976.

Голубева Л. В. О перигляциальной растительности плейстоцена Центральной Азии (по палинологическим данным) // Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М.: Наука, 1977.

Голубева Л. В. Растительность Северной Монголии в плейстоцене и голоцене: (Бассейны рек Селенги и Орхона) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 3.

Голубева Л. В. Растительность антропогена муссонной и континентальной зон Северной Азии // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982.

Голубева Л. В., Караулова Л. П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1983.

Голубева Л. В., Равский Э. И. Антропоген Тункинских впадин. М.: Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. КИЧП; Т. 19).

Голубева Л. В., Равский Э. И. О климатических фазах времени зырянского оледенения Восточной Сибири // Бюл. КИЧП. 1964. № 29.

Горчаковский П. Л. Границы распространения вяза гладкого (*Ulmus laevis* Pall.) на Урале и реликтовый фрагмент его ареала в Западной Сибири // Проблемы ботаники. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 6.

Градусов Б. Н., Девяткин Е. В., Черняховский А. Г. Изменение минеральной части почв при длительном воздействии сухостельного почвообразования // Кора выветривания. М.: Наука, 1974. № 14.

Гричук В. П. Итоги палинологического изучения континентального плейстоцена и историко-флористические критерии его стратиграфического расчленения // Проблемы палинологии. М.: Наука, 1973. (Тр. III Междунар. палинол. конф.).

Гричук В. П. Методика интерпретации палеоботанических материалов для решения задач стратиграфии и корреляции позднего кайнозоя // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР. Владивосток, 1978.

Гричук В. П. Итоги изучения флоры и растительности на территории СССР и задачи дальнейших работ // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985.

Гричук М. П. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений Приангарья // 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 // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960.

Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965.

*Грубов В. И.* Конспект флоры Монгольской Народной Республики. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. (Тр. Монг. комис. АН СССР; Вып. 67).

*Гуричева Н. П., Измаилова Н. Н., Слемнев Н. Н., Лхаасурен С.* *Stellera chamaejasme* (Thymelaeaceae) в степях Восточного Хангая (МНР) // Ботан. журн. 1983. Т. 68, № 4.

*Данилов М. П.* Флористические особенности каменных местобитаний лесного пояса долины р. Сыстыг-Хем (Западный Саян) // Новые данные о фитогеографии Сибири. Новосибирск: Наука, 1981.

*Десяткин Е. В.* Кайнозойские отложения и новейшая тектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965.

*Десяткин Е. В.* Геология кайнозоя Западной Монголии // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.

*Десяткин Е. В.* К стратиграфии плейстоценовых отложений Западной Монголии // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. Т. 2.

*Десяткин Е. В.* Кайнозой Внутренней Азии: (Стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981.

*Десяткин Е. В., Жегалло В. И.* Новые данные о местонахождении неогеновых фаун Северо-Западной Монголии: (К вопросу о выделении стратотипического района для неогена Центральной Азии) // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.

*Десяткин Е. В., Зажигин В. С.* Эоплейстоценовые отложения и новые местонахождения фауны Северной Монголии // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.

*Десяткин В. Е., Мурзаева В. Э.* Плейстоценовые озера Монголии // История озер и внутренних морей аридной зоны: IV Всесоюз. симпоз. по истории озер: Тез. докл. Л.: Наука, 1975. Т. 4.

*Десяткин Е. В., Мурзаева В. Э.* Опыт расчленения морен по комплексу литолого-геоморфологических признаков (на примере Монгольского Алтая) // Изв. Всесоюз. Геогр. о-ва. 1979. Т. 3, вып. 4.

*Десяткин Е. В., Мурзаева В. Э.* Плейстоценовое оледенение Монгольского Алтая // Материалы гляциологических исследований. М.: Ин-т географии АН СССР, 1982. Вып. 45. Ротапр.

*Десяткин Е. В., Смелов С. Б.* Базальты и их положение в разрезе осадочного кайнозоя Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1.

*Десяткин Е. В., Зажигин В. С., Зыкин В. С.* и др. Новые местонахождения неогеновых фаун Северо-Западной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 3.

*Десяткин Е. В., Зажигин В. С., Малаева Е. М.* Новые местонахождения позднплиоценовой фауны мелких млекопитающих Северной Монголии // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982.

*Десяткин Е. В., Лискун И. Г., Певзнер М. А., Бадамгарав Д.* К стратиграфии кайнозойских базальтов Монголии: (Опыт гео-

лого-геоморфологической и палеомагнитной стратиграфии базальтов) // Ассоциация вулкано-генных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973.

*Десяткин Е. В., Малаева Е. М., Мурзаева В. Э.* Палеогеография ледникового времени в Монголии // Гляциология Алтая. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981.

*Десяткин Е. В., Малаева Е. М., Мурзаева В. Э.* Стратиграфия, палеогеография антропогена долины р. Халхин-Гол // Бюл. КИЧП. 1986. № 5.

*Десяткин Е. В., Малаева Е. М., Мурзаева В. Э., Шелкопляс В. Н.* Плиоценовые бассейны котловины Больших Озер Западной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 5.

*Дзержевский Б. Л.* Синоптико-климатическая характеристика Северного полушария. Л.: Гидрометеоиздат, 1962. (Тр. Всесоюз. науч. метеорол. совещ.; Т. 4).

*Дзержевский Б. Л.* Циркуляционные механизмы в атмосфере Северного полушария в XX столетии // Материалы метеорологических исследований: Циркуляция атмосферы. М., 1968.

*Дзержевский Б. Л.* К методике изучения флуктуаций климата разных масштабов времени // Избр. труды. М.: Наука, 1975.

*Дзержевский Б. Л., Чаплыгина А. С.* Циркуляционный режим атмосферы и его связь с аномалиями средней месячной температуры воздуха // Циркуляционные и климатические эпохи Северного полушария в первой половине XX века. М., 1968.

*Дмитриева Е. Л.* Антилопы неогена Монголии. М.: Наука, 1977.

*Дмитриева Е. Л., Лискун И. Г.* Спироцерус Налайхи и геологическая характеристика вмещающих отложений // Ископаемые позвоночные Монголии. М.: Наука, 1981.

*Додонов А. Е.* Антропоген Южного Таджикистана. М.: Наука, 1986.

*Дорофеюк Н. И.* Характеристика диатомовых водорослей озера Хубсугул // Растительный и животный мир Монголии. Л.: Наука, 1977.

*Дорофеюк Н. И.* Диатомовые водоросли отложений озера Буур-Нур (МНР) // География и динамика растительного и животного мира МНР. М.: Наука, 1978.

*Дылис Н. В.* К фитоценологии темнохвойных лесов восточной окраины Тибетского нагорья // Проблемы ботаники. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1962.

*Епова Н. А.* Реликты широколиственных лесов в пихтовой тайге Хамар-Дабана // Изв. Биол.-геогр. н.-и. ин-та. Иркутск, 1956. Т. 16, вып. 1—4.

*Жегалло В. И.* Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978.

*Жегалло В. И., Зажигин В. С., Колосова Г. Н.* и др. Налайха — опорный разрез нижнего плейстоцена Монголии // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982.

*Зажигин В. С., Зыкин В. С.* Новые данные по стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия пограничных от-

ложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск, 1984.

*Зажигин В. С., Корина Н. А., Певзнер М. А.* Палеомагнитные исследования эоплейстоценовых отложений Северной Монголии // Материалы IX конф. по вопр. постоян. геомагнит. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973. Ч. 3.

*Заморуев В. В.* Четвертичное оледенение Южного Прибайкалья и Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л.: ЛГУ, 1967.

Землетрясения и сейсмическое районирование Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1986.

*Золотарев А. Г., Кулаков В. С.* Геоморфология: История развития рельефа // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР. М.: Недра, 1976.

*Золотарев А. Г., Мангазеев В. Я., Демин А. А.* Главные геоморфологические уровни Прихубсугулья // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982.

*Зорин Л. В., Малаева Е. М., Судакова Н. Г.* К палеогеографии четвертичного времени Восточного Забайкалья // Палеогеография четвертичного периода СССР: (к VI конгр. ИНКВА в Польше). М.: Изд-во МГУ, 1961.

*Зудин А. Н., Николаев С. В., Галкина Л. И.* и др. Обоснование стратиграфической схемы неогеновых и четвертичных отложений Кузнецкой котловины // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982.

*Иванов А. Х.* Об оледенениях северо-восточной части Монгольского Алтая. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949 (Тр. Монг. комис. АН СССР; Вып. 38).

*Иванов А. Х.* Геология и полезные ископаемые Кобдосского района Монгольского Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1953а. (Тр. Монг. комис. АН СССР; Вып. 2).

*Иванов А. Х.* Восточное Прикосоголье, МНР: Геологическое и географическое описание. М.: Изд-во АН СССР, 1953б. (Тр. Монг. комис. АН СССР; Вып. 3).

*Иванова М. М.* Флора Верхнеангарской долины // Флора Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978.

*Иванова Н. Г., Колосова Г. Н., Коноплева В. И.* и др. История осадконакопления в долине Орхона в среднем—верхнем плиоцене (по разрезу у сомона Орхон) // Тр. Междунар. геол. эксп. в Монголии. М.: Недра, 1980. Сб. 1.

*Иванова Н. Г., Коноплева В. И.* Палинологическая характеристика аллювиальных отложений долины Баян-Мод и направление стока р. Керулен в плиоцене—начале плейстоцена // Палинологические исследования для стратиграфии. Тюмень, 1983. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 179).

*Иванова Н. Г., Корина Н. А., Крупенина Л. А.* Палинология «подбазальтового» аллювия Хангая // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 4.

*Калинина Н. В.* Основные типы пастбищ Монгольской Народной Республики. Л.: Наука, 1974.

*Каплин П. А., Парунин О. Б., Свиточ А. А.* и др. Некоторые результаты изучения и корреляции плейстоценовых отложений с привлечением палеомагнитных и радиологических датировок // Хронология ледникового века. Л., 1971.

Карта четвертичных отложений азиатской части региона ЭСКАТО. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. М.: Недра, 1982.

Карта четвертичных отложений Евразии. Масштаб 1:5 000 000. М.: ГУГК, 1980.

Карта четвертичных отложений Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000/Под ред. Н. А. Маринова, Н. А. Флоренсова. М.: ГУГК, 1976.

*Карташова Г. Г.* Спорово-пыльцевые спектры современных отложений в бассейне р. Олы (северное побережье Охотского моря) // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971

*Кебезинский В. В., Девяткин Е. В., Даждаваа З.* Кайнозойские базальтоиды Тарятской впадины (МНР) // Геология и геофизика. 1975. № 4 (184).

*Кебезинский В. В., Девяткин Е. В., Лучицкий И. В.* и др. Кайнозойские щелочные оливинные базальты Монголии // Ассоциация вулканических пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973.

*Кинд Н. В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.

*Клеменц Д. А.* Заметки о Хангае: Протоколы Троицко-Кяхтинского отд. Приамур. отделения РГО, 1894. № 3.

*Клопотовская Н. Б.* Основные закономерности формирования спорово-пыльцевых спектров в горных районах Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1973.

*Кожевников А. В.* Стратиграфия антропогенных отложений бассейна р. Селенги // Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.

*Кожевников А. В.* Солифлюкционно-делювиальные склоны и палеогеография перигляциальных зон равнинных и горных оледенений // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972.

*Кожевников А. В., Савин В. Б., Уфлянд А. К.* История развития Хангайского нагорья в мезозое и кайнозое // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.

*Козлов П. К.* Хребет Хангай и верховья Орхона с водопадом Экспедиции // Вестн. Маньчжурии. 1926. № 6.

*Козлов П. К.* Краткий отчет о Монголо-Тибетской экспедиции Государственного Русского географического общества 1923—1926 гг. Л.: Изд-во АН СССР, 1928. (Тр. Комис. по науч. исслед. Монгольской и Танну-Гувинской республик АН СССР. Северная Монголия; Т. 3).

*Кононова Н. К.* О причинах изменения количества осадков в Восточной Сибири // Циркуляционные и климатические эпохи Северного полушария в первой половине XX века. М., 1968 а.

*Кононова Н. К.* Флуктуации циркуляции

атмосферы и температуры воздуха в Восточной Сибири // Там же, 1968 б.

*Коржуев С. С., Корина Н. А., Нацаг Д.* О древнем оледенении Западного Хангая (МНР) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 1.

*Корина Н. А.* Рельеф долин и впадин Северной Монголии и его развитие в неоген-четвертичное время: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии АН СССР, 1974.

*Корина Н. А., Мальгина Е. А., Чичагов В. П.* К вопросу о количестве оледенений Хангайских гор в Монголии // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, № 3.

*Корина Н. А., Певзнер М. А., Чичагов В. П.* Применение палеомагнитного метода при исследовании долин Северной Монголии // Геоморфология. 1974. № 4.

*Корнутова Е. И., Хотина Е. Б., Замоуев В. В.* Верхнеплейстоценовые и плейстоценовые отложения юга Забайкалья. М.: Недра, 1975. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Т. 200).

*Крамаренко Г. С.* Некоторые особенности красноцветных образований Юго-Восточного Забайкалья // Изв. Забайк. фил. ВГО. 1969. Т. 5, вып. 1.

*Крамаренко Г. С.* Методика морфоскопического анализа и его применение для характеристики отложений, связанных с зонами гидротермальной проработки // Вопросы геоморфологии. М.: Моск. фил. ВГО, 1975.

*Крамаренко Г. С.* Применение минералогического анализа фракции 0,1 мм и морфоскопического анализа фракций 0,5 мм и 2 мм при геоморфологических исследованиях // Руководство по детальному геоморфологическому картированию. Брно, 1976а.

*Крамаренко Г. С.* Вещественный состав красноцветных отложений Восточного Забайкалья // Географические исследования в Московском университете. М.: Изд-во МГУ, 1976б.

*Крамаренко Г. С.* Две основные проблемы ранних этапов кайнозойской истории развития рельефа Юго-Восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Изд-во МГУ, 1979.

*Крашенинников И. М.* Анализ реликтовой флоры Южного Урала в связи с историей растительности и палеогеографией плейстоцена // Сов. ботаника. 1937. № 4.

*Крашенинников И. М.* Основные пути развития растительности Южного Урала в связи с палеогеографией Северной Евразии в плейстоцене и голоцене // Сов. ботаника. 1939. № 6/7.

*Крупенина Л. А.* Палинологическое изучение плиоцен-четвертичных отложений в северной части Монгольской Народной Республики // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985.

*Кузнецов Н. Т.* Древнее оледенение Монгольского Алтая: (Об одном предположении академика В. А. Обручева) // Вопросы геологии. М.: Изд-во АН СССР, 1955а. Т. 2.

*Кузнецов Н. Т.* Ледниковые отложения в Монгольском Алтае и их влияние на современную гидрографию // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1955б. № 1.

*Кузнецов Н. Т., Мурзаев Э. М.* Озерные

стадии развития Центральной Азии // Л.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. Ин-та озероведения АН СССР; Т. 15).

*Кулаков В. С., Белова В. А.* Четвертичная палеогеография бассейна озера Хубсугул // История озер и внутренних морей аридной зоны: IV Всесоюз. симпоз. по истории озер: Тез. докл. Л., 1975. Т. 4.

*Кулаков В. С., Белова В. А.* Позднекайнозойская динамика рельефа и климата Хубсугульской впадины // История озер СССР в позднем кайнозое: Материалы к V Всесоюз. симпоз. по истории озер. Иркутск, 1979. Ч. 1.

*Лавренко Е. М.* О растительности плейстоценовых перигляциальных степей СССР // Ботан. журн. 1981. Т. 66, № 3.

*Лебедева З. А.* К геологии горной группы Гурбан-Сайхан в Гобийском Алтае. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. (Тр. Монг. комис. АН СССР; Вып. 18).

*Лискун И. Г., Савинова В. П., Шилова Г. Н.* Геологическая и палинологическая характеристики плейстоценовых отложений левобережья р. Хунгуй (МНР) // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982.

Литология третичных отложений впадины юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1972.

*Логачев Н. А.* Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины // Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, 1954.

*Логачев Н. А.* О происхождении четвертичных песков Прибайкалья // Изв. СО АН СССР. Геология и геофизика. 1958. № 1.

*Логачев Н. А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968.

*Логачев Н. А., Флоренсов Н. А.* Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.

*Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964.

*Логачев Н. А., Девяткин Е. В., Малаева Е. М.* и др. Кайнозойские отложения Тарятской впадины и долины р. Чулуту (Центральный Хангай) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 8.

*Малаева Е. М.* Применение палинологического метода для оценки изменений климата Юго-Восточного Забайкалья в позднем кайнозое // Споры-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971.

*Малаева Е. М.* Сравнительный анализ пыльцевых спектров современного аллювия рек Восточного Забайкалья и Восточной Монголии // Споры-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1981.

*Малаева Е. М.* Вероятностный подход к оценке субфоссильных споры-пыльцевых спектров как основы палеогеографических реконструкций // Вестн. МГУ. Сер. 5, География 1982, № 4.

*Малаева Е. М.* Растительность и климат

горных райнов Северной Монголии и Юго-Восточного Забайкалья в плиоцене // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987а.

*Малаева Е. М.* Итоги палеоботанического изучения «белесой» толщи Пришилкинского Забайкалья: Тез. совещ. «Геология кайнозой юга Восточной Сибири». Иркутск, 1987б.

*Малаева Е. М.* История горных лесов и проблема перигляциальных ландшафтов плейстоцена на юге Восточной Сибири и в Монголии // Вестн. МГУ. Сер. 5, География 1987в. № 4

*Малаева Е. М., Девяткин Е. В.* История растительности горного пояса Северной Монголии и Южного Забайкалья в плиоцене и плейстоцене: Тез. докл. IX конгр. ИНКВА. М., 1982.

*Малаева Е. М., Крамаренко Г. С.* Палеогеографические условия формирования и вещественный состав флювиальных отложений плиоценового возраста Юго-Восточного Забайкалья // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1981.

*Малаева Е. М., Мурзаева В. Э.* Голоцен Северной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 2.

*Малаева Е. М., Уфимцев Г. Ф.* Древний аллювий района среднего течения р. Онон (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1976. № 2.

*Малаева Е. М., Попова С. М., Шелкопляс В. Н.* Верхнеплейстоценовые озерные отложения в долине р. Ульдыз (Северо-Восточная Монголия) // Органический мир Восточной Сибири в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1982.

*Маринов Н. А.* Древнее оледенение Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1954. № 6.

*Маринов Н. А.* Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М.: Госгеолиздат, 1957.

*Маринов Н. А.* Впадина оз. Хубсугул (Косогол) в Северной Монголии // Материалы комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Недра, 1967. Вып. 3.

*Маринов Н. А., Селиванов Е. И.* Новые материалы о древнем оледенении Монголии // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.

*Маринов Н. А., Хасин Р. А.* О третичных отложениях восточной части МНР // Сов. геология. 1947. № 24.

*Маринов Н. А., Хасин Р. А.* Некоторые вопросы геоморфологии Восточной Монголии // Вопр. географии. 1954. Сб. 35.

*Махова Ю. В.* Спорово-пыльцевые спектры современного аллювия рек бассейна Среднего Амура // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1975.

*Мурзаев Э. М.* Котловина Больших Озер в Западной Монголии и происхождение ее ландшафтов. М.: Географгиз, 1948. (Тр. 2-го Всесоюз. геогр. съезда; Т. 1).

*Мурзаев Э. М.* Геоморфологические наблюдения в Восточной Монголии // Проблемы физической географии. М.: Изд-во АН СССР, 1949а. Т. 4.

*Мурзаев Э. М.* К палеогеографии Северной Гоби // Материалы по геоморфологии и палеонтологии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949б. (Тр. Монг. комис. АН СССР; Вып. 38).

*Мурзаев Э. М.* Монгольская Народная Республика: Физико-географическое описание. М.: Географгиз, 1952.

*Мурзаев Э. М.* Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М.: Наука, 1966.

*Мурзаева В. Э., Маринов Н. А., Сырнев И. П.* Палеогеография четвертичного периода территории Монголии // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1971. Т. 103, вып. 5.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974 (Сер. «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока»)

*Никифорова К. В., Краснов И. И., Александрова Л. П.* и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР // Четвертичная геология и геоморфология: Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980.

*Николаева Т. В.* Геоморфологическое строение Центральной Монголии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971.

*Николаева Т. В., Шувалов В. Ф.* Новые данные о плейстоценовом оледенении Хангая и Гобийского Алтая // Вестн. ЛГУ. 1967. № 6.

*Окишев П. А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1982.

*Олюнин В. Н.* Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965.

*Павлов Н. В.* Введение в растительный покров Хангайской горной страны: Предвар. отчет о ботан. исслед. экспед. в Северной Монголии за 1926 г. Л.: Изд-во АН СССР, 1929.

*Пахомов М. М.* Палеогеография гор востока Средней Азии в позднем кайнозое и вопросы флорценогенеза: (По материалам спорово-пыльцевой анализа): Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1982.

*Пахомов М. М., Чупина Л. Н.* Главные закономерности в формировании современных спорово-пыльцевых спектров в горах востока Средней Азии // Методические вопросы палинологии. М.: Наука, 1973.

*Пешкова Г. А.* Степная флора Байкальской Сибири. М.: Наука, 1972.

*Пешкова Г. А.* О сопряженности в развитии мезофильных и ксерофильных флор Байкальской Сибири в кайнозое // История растительного покрова Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1984.

*Поздняков Л. К.* Даурская лиственница. М.: Наука, 1975.

*Попов М. Г.* Степная и скальная флора западного побережья Байкала. М.: Изд-во АН СССР, 1957а. (Тр. Лимнол. ин-та; Т. 15).

*Попов М. Г.* Флора Средней Сибири. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957б. Т. 1.

*Попова С. М.* Пресноводные моллюски



неогеновой толщи Убсанурской впадины (Тувинская АССР) // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968.

*Попова С. М.* Нахождение моллюсков сем. Pachychilidae Troschel (Gastropoda) в позднекайнозойских осадках Монголии // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 3.

*Равский Э. И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972.

*Равский Э. И., Александрова Л. П., Вангенгейм Э. М.* и др. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1964.

Растительность речных пойм Монгольской Народной Республики. Л.: Наука, 1980.

Растительный покров Хакасии. Новосибирск: Наука, 1976.

*Ревердатто В. В.* Основные моменты развития послетретичной флоры Средней Сибири // Сов. ботаника. 1940. № 2.

*Савина Л. Н., Буренина Т. А.* Сохранность пыльцы лиственницы в лесных почвах и отражение состава лиственничных лесов Монголии в рецентных спектрах // Палеоботанические исследования в лесах Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1981.

*Савина Л. Н., Коротков И. А., Огородников А. В.* и др. Тенденции развития лесной растительности Монгольской Народной Республики: (По данным спорово-пыльцевого анализа лесных почв) // Палеоботанические исследования в лесах Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1981.

*Савина С. С.* Климатические различия экстремальных десятилетий как результат смещения осей арктических вторжений // Циркуляционные климатические эпохи Северного полушария в первой половине XX века. М., 1968.

*Сапожников В. В.* Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдь: путешествие 1905—1909 гг. Томск, 1911.

*Свиточ А. А., Боярская Т. Д., Воскресенская Т. Н.* и др. Разрез новейших отложений Алтая: (Стратиграфия и палеогеография Приобского плато, Подгорной равнины и Горного Алтая). М.: Изд-во МГУ, 1978.

*Селиванов Е. И.* Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1972.

*Симонов Ю. Г., Крамаренко Г. С.* Красноцветные образования Забайкалья и их геоморфологическая интерпретация // Проблемы регионального геоморфологического анализа. Л., 1974. (Записки Забайк. отд. ВГО).

*Симонов Ю. Г., Крамаренко Г. С., Малаева Е. М.* Проблема генезиса и возраста позднекайнозойских пестроцветов и красноцветов юга Забайкалья: Тез. докл. совещ. «Геология кайнозоя юга Восточной Сибири». Иркутск, 1986.

*Симонов Ю. Г., Куликов О. А., Малаева Е. М.* Возраст, палинология и режим формирования «белесой» толщи в Восточном Забайкалье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5.

*Симонов Ю. Г., Крамаренко Г. С., Ларьков С. А.* и др. Новые данные об условиях

формирования плиоцен-четвертичного аллювия в Центральном и Восточном Забайкалье // Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ, 1982.

*Симуков А. Д.* Хангайская экспедиция Ученого комитета МНР в 1928 г.: (Путевые впечатления) // Хоз-во Монголии. 1929. № 1.

*Синицын В. М.* Заалтайская Гоби. М.: Изд-во АН СССР, 1956.

*Синицын В. М.* Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.

*Сотникова М. В.* Верхнеплиоценовые Carnivora Центральной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 11.

*Сотникова М. В.* Позднеплиоценовые Mustelidae из местонахождения Шамар (МНР) // Бюл. КИЧП. 1980. № 50.

*Спиркин А. И.* О древних озерах Дархатской котловины (Западное Прихубсугулье) // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.

Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: Наука, 1984.

*Сырнев И. П.* Древние долины на Восточно-Монгольских равнинах // Геоморфология. 1982. № 3.

*Сырнев И. П., Малаева Е. М., Крамаренко Г. С., Лефлат О. Н.* К истории Тамцагской впадины на востоке Монголии в среднем плейстоцене // Бюл. КИЧП. 1986. № 55.

*Тимофеев Д. А.* Гаммады Южной Монголии // Проблемы климатической геоморфологии. Владивосток, 1978.

*Тимофеев Д. А.* Геоморфологический очерк меридионального профиля Шинэ-Джинст — Эхийн-Гол — Цаган-Богдо // Пробл. освоения пустынь. 1980. № 2.

*Тюлина Л. Н.* Растительность южной части Бургузинского хребта. Новосибирск: Наука, 1981.

*Удра И. Ф.* Расселение древесных растений, их миграционные возможности и биогеографическая интерпретация событий четвертичного периода // Ботан. журн. 1982. № 8.

*Уфлянд А. К., Ильин А. В., Спиркин А. И., Шилова Г. Н.* Основные черты стратиграфии и условия формирования кайнозойских образований Прикозоголья (МНР) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 11, вып. 6.

*Флинт Р. Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. Флора Восточного Хангая (МНР). М.: Наука, 1983.

Флора Центральной Сибири. Л.: Наука, 1979. Т. 1.

*Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960.

*Чаплыгина А. С.* О повторяемости и порядке чередования элементарных циркуляционных механизмов в зимнем сезоне // Циркуляционные и климатические эпохи Северного полушария в первой половине XX века. М., 1968.

*Чаплыгина А. С.* Зимние циркуляционные и метеорологические условия в дальневосточном секторе для двух эпох // Там же.

- Четвертичная система. М.: Недра, 1984. Т. 11.
- Чулина Л. Н.* Пыльца древесных пород в современных спорово-пыльцевых спектрах Средней Азии и Казахстана // Палинология голоцена. М., 1971.
- Шилова Г. Н.* К методике интерпретации спорово-пыльцевых спектров в горных районах Монголии // Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Наука, 1984.
- Шорыгина Л. Д.* Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. М.: Наука, 1960. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 26).
- Шувалов В. Ф., Николаева Т. В.* Кайнозойские базальты Южной Монголии // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. 1985. № 89.
- Шумова Г. М.* Особенности формирования современных спорово-пыльцевых спектров высокогорных районов Средней Азии // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. Сб. 5.
- Щукина Е. Н.* Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. М.: Наука, 1960. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 26).
- Arkhipov S. A., Deviatkin E. V., Shelkoplav V. N.* Quaternary glaciations in Siberia (stratigraphy and correlation at glacial slaiments the age of glaciation thermoluminescent data) // Quaternary glaciations in the northern hemisphere. Kyoto, 1982. (Project 73-1-24; Rep. N 8).
- Berkey C. P., Morris F. K.* Geology of Mongolia. N. Y., 1927.
- Bruijn H. de, Dawson M. R.* Main Upper Pliocene Rodentia, Lagomorpha and Insectivora (Mammalia) from the isle of Rhodes (Greece) // Proc. Kon. nederl. akad. wetensch. B., 1970. Vol. 73, N 5.
- Falhbusch V.* Pliozäne und Pleistozäne Cricetinae (Rodentia, Mammalia) aus Polen // Acta zool. Crakov. 1969. Vol. 74, N 16.
- Granö Y.* Beiträge zur Kenntnis der Euszeit in der Nordwestlichen Mongolei und einigen ihrer sudsibirischen Grenzgebirge // Fennia. 1910. Bd. 2, N 1/5.
- Porter S. C.* Fathering rinds as a relative-age criterion: application to subdivision at glacial deposits in the Cascade Range // Geology. 1970. Vol. 3. N 3.
- Rutkowski E.* Zrownanie obrazyne w Kotlinie Wielkich Iezior: (Zachodnia Mongolia) // Prz. geol. 1966. N 7.
- Rutkowski E.* Geologia Chasagtu-Chajrchan-Ula // Biul. Inst. geol. Warszawa, 1970. N 226.
- Sen S.* Le gisement pliocene de Calta (Ankara, Turquie) et sa faune de Rongeurs: These P., 1976.
- Slowanski W.* Kenozoik Kotliny Ubca-Nur i Turgeni-Ula oraz Cagan-Szibietu-Nuru // Biul. Inst. geol. Warszawa, 1970a. N 226.
- Slowanski W.* Kenozoik Kotliny Wielkich Iezior // Ibid. 1970b. N 226.
- Slowanski W.* Kenozoik dorzecta Chono-Charajoh-Gol w Kotlinie Wielkich Iezior: (Zachodnia Mongolia) // Ibid. 1976. N 301.
- Teihsard de Chardin P.* The fossils from locality 18 near Peking // Palaeontol. sinica. N. S. 1940. N 9.
- Teihsard de Chardin P., Piveteau J.* Les Mammiferes fossiles de Nihowan (Chine) // Ann. paléontol. 1930. N 19.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>Е. В. Девяткин</i> . . . . .	5
 <b>Глава 1</b>	
ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА И ИХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (ПО МЛЕКОПИТАЮЩИМ). <i>В. С. Зажигин</i> . . . . .	10
Опорные разрезы верхнего плиоцена . . . . .	10
Комплексы млекопитающих плиоцена Северной Монголии . . . . .	18
Корреляция опорных разрезов верхнего плиоцена Северной Монголии . . . . .	22
 <b>Глава 2</b>	
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЫЛЬЦЫ В СОВРЕМЕННОМ АЛЛЮВИИ. МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ. <i>Е. М. Малаева</i> . . . . .	24
Закономерности формирования субфосильных спорово-пыльцевых спектров в аллювии . . . . .	24
Сохраняемость пыльцы в осадках . . . . .	34
Дальний занос и перетолжение пыльцы . . . . .	35
Об изменении растительности в цикле оледенение—межледниковье . . . . .	36
 <b>Глава 3</b>	
РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ . . . . .	40
Область новейшего горообразования . . . . .	42
Монгольский Алтай. <i>Е. В. Девяткин, В. Э. Мурзаева</i> . . . . .	42
Западный, Центральный и Восточный Хангай. <i>Н. А. Корина, Е. М. Малаева</i> . . . . .	47
Северо-Западный Хангай и Хан-Хухэй. <i>Е. В. Девяткин, Ю. Л. Иванов, Н. Б. Глуховская</i> . . . . .	64
<i>Г. Н. Шилова</i> . . . . .	64
Южный Хангай. <i>Е. В. Девяткин, Е. М. Малаева</i> . . . . .	67
Хэнтэй. <i>Е. В. Девяткин, Е. М. Малаева, Т. Семейхан, Г. А. Шмидт, Н. И. Швейский</i> . . . . .	73
Северный Хэнтэй . . . . .	73
Западный Хэнтэй . . . . .	78
Южный Хэнтэй . . . . .	88
Долина р. Онон . . . . .	98
Рифтовые впадины и горы Северной Монголии . . . . .	99
Дархатская и Хубсугульская впадины. <i>В. А. Белова, Е. В. Девяткин, В. А. Кулаков, Е. М. Малаева</i> . . . . .	99
Крупные межгорные впадины . . . . .	102
Котловина Больших Озер . . . . .	103
Убсу-Нурская впадина. <i>Н. Б. Глуховская</i> . . . . .	104
Хиргис-Нурская, Хара-Ус-Нурская и Хара-Нурская впадины. <i>Е. В. Девяткин, Е. М. Малаева, В. Э. Мурзаева</i> . . . . .	106
Дээргэнская, Ихэс-Нурская, Хойсунн-Гобийская и Шаргаин-Гобийская впадины. <i>Е. В. Девяткин</i> . . . . .	109
Долина Озер. <i>Н. Б. Глуховская, А. Ф. Бойщенко, Е. В. Девяткин</i> . . . . .	111
Область высоких равнин и впадин Восточной и Южной Монголии . . . . .	114
Восточная Монголия. <i>Е. М. Малаева, Е. В. Девяткин, В. Э. Мурзаева, И. П. Сырнев, Н. Г. Иванова</i> . . . . .	115
Юго-Восточная и Средняя Гоби. <i>Т. В. Николаева, В. М. Лопатин</i> . . . . .	133
Южная (Заалтайская) Гоби. <i>Т. В. Николаева</i> . . . . .	137

Глава 4	
ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ МОНГОЛИИ В ПЛИОЦЕНЕ И КРИТЕРИИ ЕГО ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ. <i>Е. М. Малаева</i>	139
Глава 5	
ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ МОНГОЛИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ И ПАЛЕОИНДИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ИСКОПАЕМЫХ ПЫЛЬЦЕВЫХ ФЛОР. <i>Е. М. Малаева</i>	158
Глава 6	
ПРИНЦИПЫ И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОНГОЛИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ	177
Проблемы климатостратиграфии плейстоцена и корреляции палеогеографических событий в свете палинологических данных. <i>Е. М. Малаева</i>	177
Внутрирегиональная корреляция. <i>Е. В. Девяткин</i>	186
Межрегиональная корреляция. <i>Е. В. Девяткин</i>	190
ЛИТЕРАТУРА	200

## CONTENTS

INTRODUCTION. <i>E. V. Deviatkin</i> . . . . .	5
 <b>Chapter 1</b>	
UPPER PLIOCENE REFERENCE SECTIONS AND THEIR BIOSTRATIGRAPHIC CHARACTERISTIC (BASED ON MAMMALS). <i>V. S. Zazhigin</i> . . . . .	10
Upper pliocene reference sections . . . . .	10
Pliocene mammals combinations in Northern Mongolia . . . . .	18
Correlation between upper pliocene reference sections in Northern Mongolia . . . . .	22
 <b>Chapter 2</b>	
REGIONAL DISTINCTIVE FEATURES OF POLLEN DISTRIBUTION IN THE PRESENT ALLUVIUM. METHODOLOGICAL ASPECTS OF PALAEOBOTANICAL RECONSTRUCTIONS. <i>E. M. Malayeva</i> . . . . .	24
Regulatives of formation of subfossil spore and pollen complexes in the alluvium . . . . .	24
Pollen preservation in sediments . . . . .	34
Long-distant transfer and redeposition of pollen . . . . .	35
On the change of vegetation throughout the glaciation—interglacial cycle . . . . .	36
 <b>Chapter 3</b>	
REGIONAL STRATIGRAPHY OF LATE CENOZOIC DEPOSITS . . . . .	40
The region of the recent orogenesis . . . . .	42
Mongolian Altai. <i>E. V. Deviatkin, V. E. Murzayeva</i> . . . . .	42
Western, Central and Eastern Khangai. <i>N. A. Korina, E. M. Malayeva</i> . . . . .	47
Northwestern Khangai and Han-Huheï. <i>E. V. Deviatkin, Yu. L. Ivanov, <u>N. B. Glukhovskaya</u></i> . . . . .	64
<i>G. H. Shilova</i> . . . . .	67
Southern Khangai. <i>E. V. Deviatkin, E. M. Malayeva</i> . . . . .	73
Khaentei. <i>E. V. Deviatkin, E. M. Malayeva, T. Semeikhan, G. A. Schmidt, N. I. Shveiski</i> . . . . .	73
Northern Khaentei . . . . .	78
Western Khaentei . . . . .	88
Southern Khaentei . . . . .	98
The valley of the Onon river . . . . .	99
Rift Basins and Mountains of Northern Mongolia . . . . .	99
Darkhatian and Khubsugulian basins. <i><u>V. A. Belova</u>, E. V. Deviatkin, V. A. Kulakov, E. M. Malayeva</i> . . . . .	102
Major Intermoutane Basins . . . . .	103
The Great Lakes basin . . . . .	104
Ubsunurian basin. <i><u>N. B. Glukhovskaya</u></i> . . . . .	106
Khirgishnurian, Kharasunurian and Kharanurian basins. <i>E. V. Deviatkin, E. M. Malayeva, V. E. Murzayeva</i> . . . . .	109
Dzergenian, Ikhesnurian, Khoisingobian and Shargaingobian basins. <i>E. V. Deviatkin</i> . . . . .	111
The Lakes Valley. <i><u>N. B. Glukhovskaya</u>, A. F. Boischenko, E. V. Deviatkin</i> . . . . .	114
The region of high plains and basins of Eastern and Southern Mongolia . . . . .	115
Eastern Mongolia. <i>E. M. Malayeva, E. V. Deviatkin, V. E. Murzayeva, I. P. Syrnev, N. G. Ivanova</i> . . . . .	133
Southeastern and Middle Gobi. <i>T. V. Nikolayeva, V. M. Lopatin</i> . . . . .	133
Southern (Trans-Altai) Gobi. <i>T. V. Nikolayeva</i> . . . . .	137

Chapter 4	
THE HISTORY OF PLEISTOCENE VEGETATION IN MONGOLIA AND THE CRITERIA FOR ITS PALAEOFLORESTIC SUBDIVISION. <i>E. M. Malayeva</i> . . . . .	139
Chapter 5	
THE HISTORY OF PLEISTOCENE AND HOLOCENE VEGETATION IN MONGOLIA AND PALAEOINDICATIVE FEATURES OF FOSSIL POLLEN FLORAS. <i>E. M. Malayeva</i> . . . . .	158
Chapter 6	
PRINCIPLES AND PROBLEMS OF CORRELATION OF PALAEOGEOGRAPHIC EVENTS AND QUATERNARY DEPOSITS IN MONGOLIA AND ADJACENT REGIONS . . . . .	177
Problems of Pleistocene climatostratigraphy and correlation of palaeogeographic events in the light of palynological data. <i>E. M. Malayeva</i> . . . . .	177
Intraregional correlation. <i>E. V. Deviatkin</i> . . . . .	186
Interregional correlation. <i>E. V. Deviatkin</i> . . . . .	190
REFERENCES . . . . .	200

## ГАРЧИГ

ОРШИЛ <i>Е. В. Девяткин</i> . . . . .	5
 Бүлэг 1	
ДЭЭД ПЛИОЦЕНИЙ ТУЛГУУР ЗУСЭЛТУУД, ТЭДНИЙ БИОСТРАТИГРАФИЙН ТОДОРХОЙЛОЛТ (СУУН ТЭЖЭЭЛТНЭЭР). <i>В. С. Зажигин</i> . . . . .	10
Дээд плиоцений тулгуур зусэлтууд . . . . .	10
Хойт Монголын плиоцений хөхтөн амьтаны комплекс . . . . .	18
Хойт Монголын хожуу плиоцений тулгуур зусэлтийн харвцуулалт . . . . .	22
 Бүлэг 2	
ОРЧИНУЕИЙН АЛЛЮВИАЛЬ ХУРДАС ДАХЬ ТООСОНЦРЫН ТАРХАЛТЫН ЕРОНХИЙ ШИНЖ. ЭРТНИЙ УРГАМЛЫН РЕКОНСТРУКЦИЙН СУДАЛГААНЫ АРГА ЗУЙН ЧИГЛЭЛ. <i>Е. М. Малаева</i> . . . . .	24
Аллювиаль хурдас дахь субфоссиль ур тоосонцруудын уусч бүрэлдсэн зүй тогтол . . . . .	24
Хурдас чулуулагт тоосонцрууд халгалагдсан байдал . . . . .	34
Тоосонцруудын алслагдан зоогдолт ба дахин хуримтлагдалт . . . . .	35
Мөстлөг мөстлөгийн завсрын цаг уеийн цикл дахь евс ургамлын өөрчлөлтийн тухай . . . . .	36
 Бүлэг 3	
ХОЖУУ ШИНЭ ТӨРМӨЛИЙН ХУРДСЫН РЕГИОНАЛЬ ДАВХАРГА ЗУЙ . . . . .	40
Шинэхэн уулс уусэлтийн муж . . . . .	42
Монгол Алтай. <i>Е. В. Девяткин, В. Э. Мурзаева</i> . . . . .	42
Өрнөд, Төв, Дорнод Хангай. <i>Н. А. Корина, Е. М. Малаева</i> . . . . .	47
Баруун-Умарт Хангай, Хан-Хухий. <i>Е. В. Девяткин, Ю. Л. Иванов, Н. Б. Глуховская</i> . . . . .	64
<i>Г. Н. Шилова</i> . . . . .	67
Өмнөд Хангай. <i>Е. В. Девяткин, Е. М. Малаева,</i> . . . . .	73
Хэнтий. <i>Е. В. Девяткин, Е. М. Малаева, Т. Семейхан, Г. А. Шмидт, Н. И. Швейский</i> . . . . .	73
Умарт Хэнтий . . . . .	78
Өрнөд Хэнтий . . . . .	88
Өмнөд Хэнтий . . . . .	98
Онон голын хондий . . . . .	99
Умарт Монголын уулс ба рифтэн хоргорууд . . . . .	99
Дархадын и Ховсгөлийн хотгор. <i>В. А. Белова, Е. В. Девяткин, В. А. Кулаков, Е. М. Малаева</i> . . . . .	102
Уулс хоорондын томоохон хотгорууд . . . . .	103
Их нууруудын хотгор . . . . .	104
Увс нуурын хотгор. <i>Н. Б. Глуховская</i> . . . . .	106
Хиргис, Хар ус ба Хар нуурын хотгорууд. <i>Е. В. Девяткин, Е. М. Малаева, В. Э. Мурзаева</i> . . . . .	109
Зэрэг, Ихэс нуур, Хуйс, Шаргын говийн хотгорууд. <i>Е. В. Девяткин</i> . . . . .	111
Нуурын хондий. <i>Н. Б. Глуховская, А. Ф. Бойшенко, Е. В. Девяткин</i> . . . . .	114
Өмнөд, дорнод Монголын хотгор ба өндөрлөг муж . . . . .	115
Дорнод Монгол. <i>Е. М. Малаева, Е. В. Девяткин, В. Э. Мурзаева, И. П. Сырнев, Н. Г. Иванова</i> . . . . .	133
Зуун-Өмнөд говь. <i>Т. В. Николаева, В. М. Лопатин</i> . . . . .	137
Өмнө (Алтайн чанад) говь. <i>Т. В. Николаева</i> . . . . .	137

Бүлэг 4

ПЛИОЦЕНЫ ЦАГ УЕИЙН МОНГОЛ ОРНЫ ӨВС УРГАМАЛЖИЛТЫН ТУУХ БА ТУУНИЙ ПАЛЕОФЛОРИСТИК АНГИЛЛЫН ШАЛГУУРУУД. <i>Е. М. Малаева</i> . . . . .	139
---	-----

Бүлэг 5

МОНГОЛ ОРНЫ ПЛЕЙСТОЦЕН БА ГОЛОЦЕНИЙ ЦАГУЕИЙН ӨВС УРГАМАЛ- ЖИЛТЫН ТУУХ БА МАЛТМАЛ ТООСОНЦРУУДЫН ПАЛЕОИНДИКАЦИАЦ ШИНЖУУД. <i>Е. М. Малаева</i> . . . . .	158
--	-----

Бүлэг 6

ХИЛ ЗАЛГАА РЕГИОНУУД БОЛОН МОНГОЛ ОРНЫ ДОРОВДОГЧИЙН ХУРДАС, ЭРТНИЙ ГАЗАР ЗУЙН УЗЭГДЛҮУДИЙН ХАРЬЦУУЛАЛТЫН ЗАРЧИМ БА ШИЙДВЭР- ЛЭХ АССУУДЛУУД . . . . .	177
--	-----

Плейстоцены уеийн цаг уурын давхарга зүй ба палинологийн баримт материалаар хийсэн эртний газар зүйн үзэгдлүүдийн харьцуулалт. <i>Е. М. Малаева</i> . . . . .	177
Регионал нутгийн дотоод харьцуулалт. <i>Е. В. Девяткин</i> . . . . .	186
Регионал нутгуудын хоорондын харьцуулалт. <i>Е. В. Девяткин</i> . . . . .	190

АШИГЛАСАН ХЭВЛЭЛ	200
------------------	-----



Научное издание

**ПОЗДНИЙ КАЙНОЗОЙ МОНГОЛИИ**  
(стратиграфия и палеогеография)

*Утверждено к печати*  
*Совместной Советско-Монгольской*  
*научно-исследовательской геологической экспедицией*

Редактор *Н.М. Митяшова*

Редактор издательства *И.С. Власов*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*

Технические редакторы *В.В. Лебедева, О.В. Аредова*

Корректор *З.Д. Алексеева*

ИБ № 37441

Подписано к печати 19.01.89. Т—07416

Формат 70×100 1/16. Бумага для глубокой печати  
Гарнитура Литературная (фотонабор). Печать офсетная  
Усл.печл. 17,6 + 1,0 вкл. Усл.кр.-отт. 18,9. Уч.-издл. 22,2  
Тираж 550 экз. Тип. зак. 1802. Цена 4 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

2-я типография издательства "Наука"  
121099, Москва Г-99, Шубинский пер., 6

## **В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»**

**· готовится к печати книги:**

**Рифтовая зона хребта Рейкъянес:** тектоника, магматизм, условия осадкообразования. 18 л.

В книге рассмотрены особенности геологического строения одного из аномальных участков Мировой рифтовой системы — хребта Рейкъянес. Аномалии выражены в природном гипсометрическом положении хребта, в образовании широкого внутреннего рифта, а также наличии протяженных и высоких гряд — центров базальтовых извержений и наращивания новой коры, в очень большой интенсивности вулканизма, в косом спрединге. Они обусловлены влиянием на рифтогенез Исландской горячей точки. При изучении наряду с традиционными методами исследований широко использовались подводные обитаемые аппараты.

Для геологов, океанологов, тектонистов.

**Жуланова И. Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое.** 20 л.

В книге на основе детальной сравнительной характеристики геологии, петрологии и изотопной геохронологии дорифейских метаморфических комплексов впервые реконструированы строение и история развития кристаллического фундамента Северо-Востока Азии. Предложена модель формирования дорифейской континентальной коры. Выдвинуто представление о том, что многие особенности развития Северо-Востока Азии в неогее предопределялись высокой эндогенной активностью дорифейских структур.

Для специалистов, изучающих вещественный и историко-геологический аспекты проблемы эволюции земной коры.

4 р. 40 к.



«НАУКА»

ISSN 0203—3070 Тр. Совм. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. эксп. 1989. Вып. 47. 1—213