



Е. В. ДЕВЯТКИН

КАЙНОЗОЙ
ВНУТРЕННЕЙ
АЗИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

**ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ**

**ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДЕНТ
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**



Е.В. ДЕВЯТКИН

ТӨВ АЗИЙН КАЙНОЗОЙ

(стратиграфи, геохронологи, харьцуулалт)

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бутээл, цуврал 27

ЭРЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

*Н.С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн сур-гиш Б. Лусанданзан,
В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова, академич А.В. Пейве,
ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сур-гишуун П.П. Тимофеев, О. Төмөргогоо,
академич Я.Л. Яншин*

ХАРИУЦУЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ:

К.В. Никифорова

1981

“НАУКА” ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

Е.В. ДЕВЯТКИН

КАЙНОЗОЙ ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ

(стратиграфия, геохронология, корреляция)

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 27

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
доктор геол.-минерал. наук *К.В. Никифорова*

1981

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА

E.V. DEVJATKIN

THE CENOZOIC OF INNER ASIA

(Stratigraphy, geochronology and correlation)

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 27

Editorial Board:

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

Responsible editor:

K.V. Nikiforova

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция).
М.: Наука, 1981, с. 196.

В монографии рассматривается стратиграфия континентальных отложений всего кайнозоя Внутренней Азии, обоснованная новыми биостратиграфическими материалами по разным группам ископаемых организмов (млекопитающие, моллюски, микрофауна, флора). Дана стратиграфическая схема эффузивного разреза, обоснованная прямыми соотношениями с фаунистическими комплексами, радиологическими датировками и палеомагнитными данными. Проведена внутрорегиональная (Азия) и межрегиональная корреляция; рассмотрены вопросы стратиграфии и палеогеографии антропогена Монголии и сопредельных регионов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, стратиграфов, палеогеографов.

Табл. 25, ил. 54, библи. 490 назв.

ВВЕДЕНИЕ

"Остатки фаун и флор, заполняющих впадины Центральной Азии, позволят выяснить всю обстановку и особенности геологических эпох, сменявших друг друга на протяжении миллионов лет с тех пор, как эта страна в конце палеозоя сделалась сушей. Изучение состава фаун и флор совместно с изучением состава, строения и условий залегания вмещающих отложений позволяет судить о том, каков был рельеф этой страны, как он изменялся с течением времени, каков был климат и условия существования, развития и изменения органической жизни, смены одних форм другими" [Обручев, 1947].

В.А. Обручев с большой глубиной выразил общие задачи и актуальность проблем, стоящих перед исследователями при изучении последних и наиболее интересных этапов геологической жизни этой территории. Внутренняя Азия – это территория, охватывающая внутренние части азиатского континента (Монголию, северные районы Китая, горный пояс Южной Сибири, Прибайкалье, Забайкалье, восточные районы Казахстана и Средней Азии). Для этого региона характерна общность геологического развития в течение всего кайнозоя: 1) континентальный, преимущественно "аридный" тип осадочного разреза; 2) одинаковый режим тектонического развития; 3) единая палеозоо-географическая и палеоландшафтная провинция; 4) общее, ритмично направленное изменение климатических условий. Это позволяет применять географическое понятие – Внутренняя Азия – в историко-геологическом смысле, что было ранее сделано Э.И. Равским [1972] для антропогена. В разнообразных по форме и масштабам впадинах, выполненных отложениями значительной мощности, с большой полнотой запечатлены последние страницы геологической летописи. Разнообразии отложений, многочисленным местонахождениями фауны, встречающиеся почти во всех уровнях геологического разреза, дают возможность создания детальной стратиграфической схемы кайнозоя. Изучение остатков разнообразной фауны и флоры позволяет не только датировать вмещающие толщи, но и проследить историю эволюции органического мира. Кроме того, выяснение закономерностей осадконакопления, изучение литолого-фациального состава отложений, его изменения во времени и в пространстве позволяют подойти к изучению рельефа и ландшафтов прошлого.

Изучение кайнозоя Внутренней Азии на комплексной биостратиграфической основе, с применением методов абсолютной геохронологии и палеомагнитных исследований позволяет рассматривать этот обширный регион как один из опорных для разработки стратиграфической схемы континентального кайнозоя. Его географическое положение дает перспективу для проведения дальних корреляций стратиграфических схем Европы, Азии и Северной Америки.

Решение теоретических вопросов научного характера имеет и глубокое практическое значение: с кайнозойскими отложениями этого региона связаны основные запасы подземных вод, ряд россыпных полезных ископаемых, каолиновое и стекольное сырье, строительные материалы, минеральные красители, соли. Естественно, что детальное и всестороннее изучение молодых отложений позволит лучше и быстрее использовать их.

Территория Монгольской Народной Республики, лежащая в центре Азиатского материка, почти на 50% (особенно в южных, западных и восточных районах) покрыта кайнозойскими отложениями. Поэтому все общие проблемы геологии, поставленные для Внутренней Азии в целом, в полной мере относятся и к Монголии. Более того, территория Монголии в ряде проблем геологии кайнозоя по степени своей изученности сейчас занимает одно из первых мест среди других районов Азии.

Материалы, положенные в основу работы, собраны как по территории Монголии, так и по сопредельным регионам, в результате более чем двадцатилетних экспедиционных исследований (рис. 1).

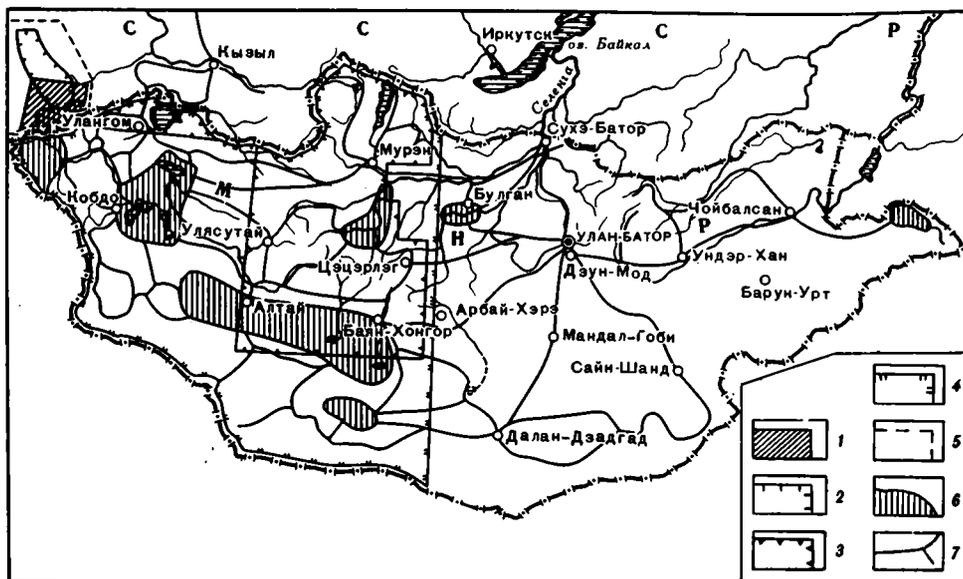


Рис. 1. Территория исследований в 1954–1979 гг.

1 – геологическая съемка (1954–1959 гг.), 2 – геоморфологическая карта (1959), 3 – карта четвертичных отложений МНР 1 : 1 500 000 (1979), 4 – карта мезозойской и кайнозойской тектоники МНР 1 : 1 500 000 (1976), 5 – карта новейшей тектоники СССР 1 : 2 500 000 (1959), 6 – районы детальных работ с картированием кайнозойских отложений, 7 – тематические маршрутные исследования

Основными задачами, которые автор ставит перед собой, являются следующие.

1. Выяснение структурно-тектонической позиции и формационной принадлежности кайнозойских осадочных и эффузивных образований Монголии в общем разрезе континентального мезозоя и кайнозоя.

2. Разработка детальной стратиграфической схемы осадочных отложений кайнозоя Монголии. Главными аспектами этого раздела являются: а) установление четкой возрастной последовательности стратиграфических подразделений и соответствующих им групп фаун; б) анализ общих биостратиграфических и геологических изменений на ряде крупных рубежей (мел – палеоген, неоген – антропоген); в) выделение характерных групп и ассоциаций фаун, отвечающих региональным биостратиграфическим горизонтам кайнозоя Монголии; г) проведение внутрорегиональных и межрегиональных корреляций выделенных стратиграфических подразделений.

3. Расчленение эффузивного разреза кайнозоя Монголии с выделением разновозрастных комплексов базальтов, установление их соотношения с осадочным разрезом, выяснение общих закономерностей развития кайнозойских эффузивов на территории Монголии.

4. Установление палеомагнитной характеристики стратотипических и опорных разрезов кайнозоя с целью создания региональной магнитостратиграфической шкалы.

5. Оценка абсолютного возраста биостратиграфических горизонтов на базе комплекса радиологических, палеомагнитных, термолюминесцентных (антропоген) методов и анализа биостратиграфических материалов с целью создания геохронологической схемы континентального кайнозоя Внутренней Азии.

6. Проведение "дальних" корреляций по комплексу биостратиграфических, геохронологических и палеомагнитных данных с целью установления положения региональной схемы кайнозоя Внутренней Азии в общей стратиграфической шкале кайнозоя.

7. Создание схем стратиграфии антропогена для разных зон территории Монголии; выяснение основных вопросов палеогеографии антропогена (древнее оледенение, пльвиальные бассейны, ариды и пльвиалы, развитие мерзлоты), их стратиграфические и пространственные соотношения.

Решение перечисленных задач потребовало применения определенной методики

исследований в пределах такого крупного региона. В качестве опорной была выбрана территория Монгольской Народной Республики. Площадь Монголии — 1565 тыс. км². Эта территория, равная почти всей континентальной Западной Европе, отличается значительным разнообразием геоморфологических, климатических и ландшафтных условий. Наибольшие высоты превышают 4000 м в пределах Хангая и Монгольского Алтая, средняя высота территории — 1580 м, наименьшие отметки — около 550 м. Ландшафты горной тайги севера Монголии сменяются в Хангае горными степями, а в южных гобийских районах — полупустынями и пустынями. Поэтому наиболее рациональной оказалась работа в выбранных нами страторайонах [Девяткин, Жегалло, 1974; Бадамгарав и др., 1975]. Страторайоном является территория с единым типом разреза, охватывающим несколько стратиграфических подразделений, что обусловлено определенным тектоническим режимом и климатическими условиями развития территории. В этих стратотипических районах были выбраны конкретные разрезы в качестве стратотипов выделяемых региональных подразделений кайнозоя, которые имеют наиболее полное биостратиграфическое обоснование и четкие взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими их горизонтами.

При изучении эффузивного разреза основное внимание было направлено на выяснение соотношения базальтов с фаунистически охарактеризованными осадочными толщами кайнозоя. Важным разделом стратиграфических исследований явилось определение абсолютного возраста, эффузивов. Калий-аргоновые датировки были получены в лабораториях Геологического института АН СССР, Института земной коры, Института геологии и геофизики СО АН СССР, Геологического института АН ГССР. Для ряда опорных разрезов эоплейстоцена и плейстоцена получены также первые результаты термолюминесцентного (ТЛ) датирования (Институт геологических наук АН УССР, руководитель В.Н. Шелкопляс).

Особым разделом работы явились палеомагнитные исследования как эффузивного, так и осадочного разреза кайнозоя, впервые проведенные в Монголии при консультации М.А. Певзнера.

Нами было изучено около 150 разрезов, из них не менее 60, охватывающих несколько стратиграфических подразделений кайнозоя, содержащих разнообразную ископаемую фауну и флору. Палеонтологические исследования проводились комплексно, с поисками и сбором ископаемых организмов всех групп (крупных и мелких млекопитающих, моллюсков, рыб, черепах, остракод и др.). Были обследованы почти все известные ранее и открыто около 30 новых местонахождений, причем ряд этих местонахождений отвечает новым горизонтам, не известным ранее в Монголии. Это в первую очередь местонахождения Хиргис-Нур-1, 2, 3; Дзабхан, Дзагсо-Хайрхан (нижний — средний плиоцен); Бурал-Обо, Орхон 1, 2 (эоплейстоцен); многочисленные местонахождения среднего — верхнего олигоцена (район сомона Халюн, Бэгэрская впадина, Долина Озер) и др. Были также найдены новые костеносные горизонты в известных местонахождениях (Алтан-Тэли, Ошин, Мэнхэн-Тэг, Хайч-Булак и др.). В настоящее время на территории МНР известно около 70 местонахождений фауны млекопитающих кайнозоя (рис. 2, 3). Был открыт также ряд местонахождений моллюсков плиоцена (Хиргис-Нур-2, Чоно-Хариах) и олигоцена (Тацин-гол, Шанд-гол) и других групп (черепахи, рыбы, птицы, остракоды, хары). Все работы палеонтологического направления проводились в тесном контакте с Совместной Советско-Монгольской палеонтологической экспедицией АН СССР и АН МНР.

При изучении антропогенных отложений большое значение имело участие автора в составлении и редактировании "Карты четвертичных отложений МНР" [1979], на которой показаны основные стратиграфические и пространственные закономерности их распространения. Это позволило районировать территорию по основному "климатогенному" типу четвертичного осадконакопления и разработать стратиграфические схемы для разных зон.

В течение работы над настоящей книгой, в полевых и камеральных условиях, мне приходилось обсуждать многие вопросы с рядом исследователей, мнение которых весьма полезно. Поэтому мне хотелось бы выразить признательность моим коллегам по работе в Монголии Р. Барсболду, Д. Бадамгарав, Д. Дашзэвэгу, Н.Б. Глуховской, В.И. Жегалло, В.С. Зажигину, В.В. Кепежинскас, В.И. Коноплевой, И.Г. Лискун, В.Э. Мурзаевой, Е.М. Малаевой, Т.В. Николаевой, В.Ф. Шувалову, В.Н. Шелко-

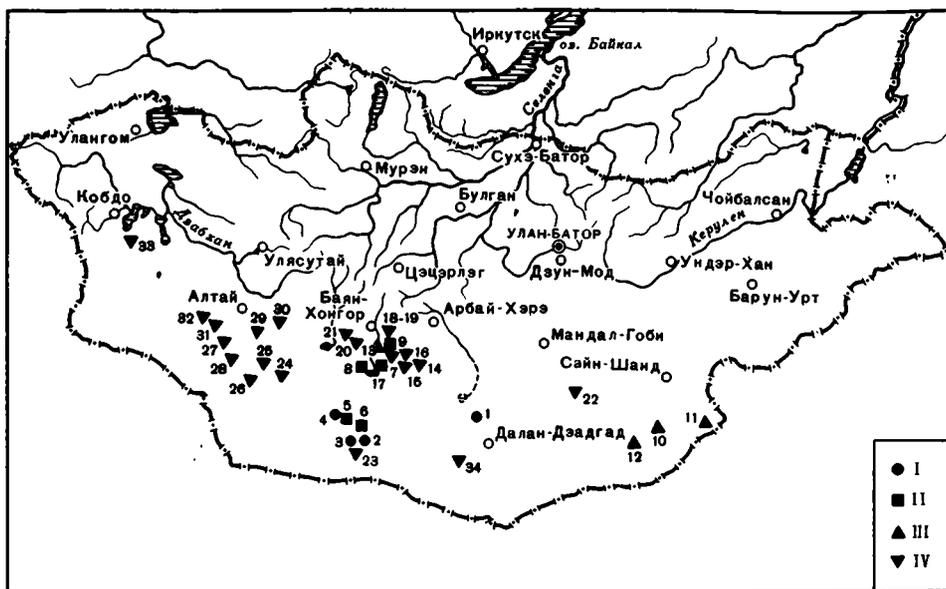


Рис. 2. Схема основных местонахождений фауны млекопитающих палеогена Монголии

I – палеоцен: 1 – Хашат (Гашато); 2 – Наран-Булак; 3 – Цаган-Хушу; 4 – Хайчин-1; *II* – эоцен: 5 – Хайчин-2-4; 6 – Хайчин-5; 7-8 – Холболджи 1-2; 9 – Мэнхэн-Тэг (низы разреза); *III* – олигоцен нижний: 10 – Гуа-Тэг; 11 – Хозэр-Дзан; 12 – район Эргилин-Дзо; 13 – Мэнхэн-Тэг (средняя часть разреза); *IV* – олигоцен средний – верхний: 14 – Шанд-Гол (Хсанда-Гол); 15 – Татал-Гол; 16 – Буйлсутуин-Худук; 17 – Цаган-Обо 1, 2; 18-19 – Тацин-Гол (левый и правый берега); 20 – Могоин-Тэг; 21 – Улан-Цав-Худук; 22 – Шунхт; 23 – Ингини-Цав; 24 – Хатон-Хайрхан; 25 – Улан-Ганга; 26 – Хайч-Булак (низы разреза); 27 – Бунгин-Гол (Алак-Нур северный); 28 – Нарин-Булак; 29 – Бэгэр-2; 30 – Бэгэр-3; 31 – район Халюна; 32 – Шинэ-Ус; 33 – Ошин-Боро-Удзюр-Ула (Ошин) – низы разреза; 34 – Цахир

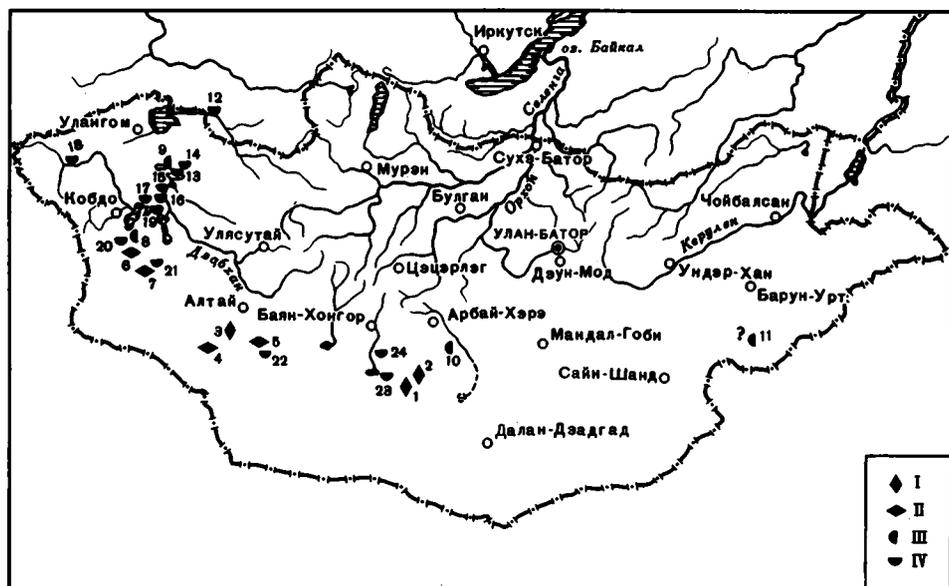


Рис. 3. Схема основных местонахождений фауны млекопитающих неогена Монголии

I – миоцен нижний (?) – средний: 1 – Лоо (Лу-Усу-Худук); 2 – Улан-Тологой; 3 – Шинэ-Ус; *II* – миоцен верхний: 4 – Хайчин-Булак (средняя часть разреза); 5 – Бэгэр-1; 6 – Ошин (Ошин-Боро-Удзюр-Ула) (нижняя подсвита ошин); 7 – Алтан-Тэли (средняя часть разреза); *III* – миоцен верхний – плиоцен нижний: 8 – Ошин (верхняя подсвита ошин); 9 – Хиргис-Нур-1 (низы разреза); 10 – Холт; 11 – Дариганга (?); *IV* – плиоцен нижний – средний: 12 – Холу; 13-14 – Хиргис-Нур-2,3; 15 – Явар; 16 – Дзабхан; 17 – Сангин-Далай-Нур; 18 – Кобдо-Гол; 19 – Чоно-Хариах 1-3; 20 – Ошин (свита алтан-тэли); 21 – Алтан-Тэли; 22 – Бэгэр-2 (верхи разреза); 23 – Хунг-Куре; 24 – Тацин-Гол (левый берег)

плясу, Е. Ханд, А.К. Черняховскому. Большая помощь была оказана мне сотрудниками Палентологического института и Института географии АН СССР. Я хочу выразить свою благодарность Е.И. Беляевой, М.Л. Борисоглебской, Е.Л. Дмитриевой, И.А. Дуброво, Н.А. Кориной, Е.Н. Курочкину, В.Ю. Решетову, Б.А. Трофимову, Н.С. Шевыревой, А.Л. Чепалыге, Н.М. Яновской.

Многие проблемы, рассматриваемые в работе, неоднократно обсуждались мной с Л.И. Алексеевой, М.Н. Алексеевым, Э.А. Вангенгейм, Ю.М. Васильевым, Л.К. Габуня, М.М. Рубинштейном, А.Е. Додоновым, С.М. Цейтлиным, Е.В. Шанцером. Весьма важные советы я получал также от В.В. Меннера, К.В. Никифоровой, Н.А. Флоренсова, Н.А. Маринова, Н.С. Зайцева, А.Л. Яншина, за что считаю своим долгом выразить им мою признательность.

История исследования кайнозоя Внутренней Азии в работе специально не рассматривается. Эти сведения опубликованы в ряде работ [Мурзаев, 1948; Девяткин, 1965, 1970; Маринов, 1967; Ерофеев, Маринов, 1970; Селиванов, 1972; Равский, 1973; и др.]. В книге по мере необходимости приведены исторические данные, касающиеся разных аспектов (стратиграфии, тектоники, вулканизма, корреляции) общей проблемы геологии кайнозоя Внутренней Азии.

В тексте и на рисунках принят ряд сокращений: ПМ – палеомагнитный анализ; ТЛ – термолюминесцентный; СП – спорово-пыльцевой; К–Аг – калий-аргоновый; N – прямая; R – обратная магнитная полярность; СМГЭ – совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция; СМПЭ – совместная Советско-Монгольская палеонтологическая экспедиция.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ КАЙНОЗОЙСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ МОНГОЛИИ

ОБЩИЙ ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РАЗРЕЗА

Структурно-формационный анализ разреза кайнозоя Монголии позволяет выделить в нем два качественно различных комплекса. Отложения палеогена совместно с верхним мелом выделяются в структурно-формационный комплекс платформенного чехла. Отложения неогена и плейстоцена объединяются в структурно-формационный комплекс этапа новейшей активизации. Детальное описание этих комплексов и соответствующих структур дано нами в монографиях "Тектоника Монголии" [1975] и "Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии" [1975] и в ряде статей [Девяткин, 1967, 1970] (рис. 4).

Формационный комплекс и структуры платформенного чехла
(верхний мел — палеоген)

Отложения палеогена обычно тесно связаны с верхним мелом, встречаясь преимущественно лишь в южном секторе Монголии. Их северная граница проходит по южным предгорьям Хангая и Хэнтэя, на западе страны они обрамляют Монгольский Алтай с севера и с юга; на востоке встречаются к югу от р. Керулена.

В основном тонкозернистый песчано-глинистый, обычно красноцветный состав отложений верхнего мела и палеогена, их небольшая общая мощность (до 600—800 м), горизонтальное или близкое к нему залегание пород (за исключением зон молодых разломов), покровный характер распространения, наличие в разрезах и в основании верхнего мела и палеогена кор выветривания и продуктов их переотложения, а также, что особенно важно, резкое несогласие с подстилающими дислоцированными породами нижнего мезозоя, размыв и местное несогласие в основании перекрывающих осадков неогена — все это позволяет четко обособлять отложения верхнего мела — палеогена в самостоятельном структурно-формационном ярусе, отвечающем этапу платформенного развития территории. Приведенная общая характеристика осадков верхнего мела — палеогена ясно указывает на то, что в конце мела и в палеогене активность тектонических движений уменьшилась по сравнению с предшествующим нижнемезозойским этапом активизации в ревивации [Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии, 1975] и они приобрели характер, близкий к платформенному. В это время происходило общее денудационное выравнивание рельефа в областях сноса (Алтай, Хангай, Хэнтэй) — формирование сложно построенной полигенетической поверхности выравнивания, денудационной на севере и западе страны и преимущественно аккумулятивной в областях седиментации на юге и юго-востоке Монголии.

Этап платформенного развития в верхнем мелу — палеогене был проявлен повсеместно в пределах внутренних районов Азии, его панрегиональный характер подчеркивается во всех монографиях серии "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока", а также во многих других публикациях [Синицын, 1962; Николаева, 1971].

В работе "Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм" [1975] В.Ф. Шувалов дает подробное описание структурно-формационного комплекса платформенного чехла. В отличие от юрских — нижнемеловых образований, распространенных узкими линейно вытянутыми впадинами, контролируемые разломами, отложения платформенного чехла распространены плащеобразно, занимая до 60% площади южного (гобийского) сектора Монголии. Они слагают обширные равнинные

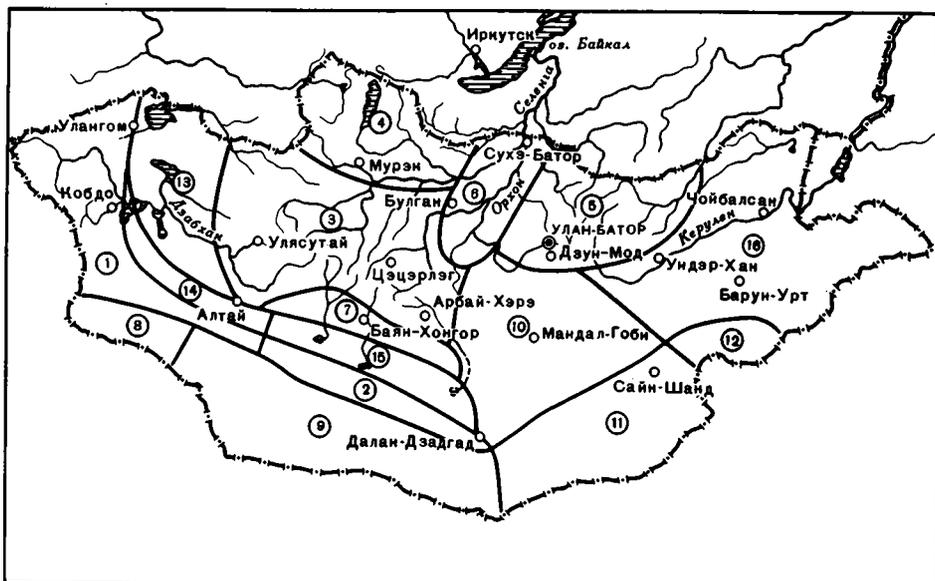


Рис. 4. Основные структурно-геоморфологические зоны Монголии для кайнозойского времени
 Районы интенсивного горообразования: 1 – Монгольский Алтай; 2 – Гобийский Алтай; 3 – Хангай; 4 – Северная Монголия (Прихубсугулье); 5 – Хэнтэй
 Районы умеренного горообразования: 6 – Орхон-Селенгинское среднегорье; 7 – Южно-Хангайское плато
 Районы локального горообразования: 8 – Барун-Хурайская впадина; 9 – Заалтайская (Южная) Гоби; 10 – Средняя Гоби; 11 – Юго-Восточная Гоби; 12 – Дариганское вулканическое плато
 Районы крупных межгорных впадин: 13 – Котловина Больших Озер; 14 – Предалтайские впадины; 15 – Долина Озер; 16 – Впадины Северо-Восточной Монголии

пространства во впадинах, поднимаясь в предгорья молодых хребтов, а нередко встречаясь на их склонах и в осевых частях. Такая форма распространения, а также отсутствие существенных литолого-фациальных изменений осадков платформенного чехла вблизи горных хребтов в Южной Монголии (хребты Нэмэгэту, Арца-Богдо, Эдэргэни-Нуру и др.) свидетельствует о том, что в позднем мелу – палеогене платформенный чехол был в Гоби сомкнутым. Однако в гобийском регионе существовали отдельные небольшие выступы доплатформенного основания в виде останцевых мелкосопочных массивов и платообразных денудационных возвышенностей, являвшихся местными источниками сноса.

Литолого-генетический анализ строения и распространения всего платформенного чехла [Мартинсон, Сочава, Барсболд, 1969; Шувалов, 1969; Барсболд, 1972; Шишкин, 1975] свидетельствует о том, что верхнемеловые отложения занимают по сравнению с палеогеновыми значительно большую площадь. Они представлены главным образом разными фациями аллювиальных и аллювиально-озерных образований.

Палеогеновые отложения по своему распространению и мощности в составе платформенного чехла играют подчиненную роль. Обычно нижние горизонты палеогена (палеоцен – эоцен) встречаются в наиболее прогнутых частях впадин и надстраивают разрез верхнего мела в Нэмэгэтинской, Ингэни-Ховурской, Улан-Нурской, Долино-озерской и других депрессиях. В отличие от преимущественно субаквальных осадков верхнего мела в палеоцене ведущее место занимают субазральные пролювиально-делювиальные отложения. Эоценовые отложения обычно в разрезе связаны своим распространением с палеоценом. Однако они имеют более широкое распространение и в Долине Озер встречаются вне поля развития палеоцена и верхнего мела. Генетически это озерные и аллювиально-озерные образования.

Наиболее широко развиты олигоценые отложения, четко разделяющиеся на две лито-генетические толщи. Осадки нижнего олигоцена представлены главным образом аллювиальными и аллювиально-озерными типами. Они известны в зоне Предалтайских впадин, в Долине Озер, по-видимому, протягиваясь далее к юго-востоку,

где в районе Эргилийн-Дзо и Хоер-Дзан получают довольно широкое распространение в своем типичном выражении.

Осадки среднего – верхнего олигоцена, завершающие формационный комплекс платформенного чехла, наиболее широко распространены среди палеогеновых отложений Монголии. Это как бы маркирующий горизонт кайнозоя этой территории, отличающийся постоянством своего состава и широким распространением. Красноцветные субэральные глинисто-песчаные, преимущественно пролювиально-делювиальные, осадки этого возраста распространены в предгорьях Южного Хангая, на обоих склонах Монгольского и Гобийского Алтая, вскрываются скважинами в зоне Предалтайских грабен, в Долине Озер, во впадинах Средней, Юго-Восточной Гоби, а также, хотя и ограниченно, в Южной Гоби.

Условия залегания этих отложений, особенно по окраинам впадин, подчеркивающие их тесную связь с региональной поверхностью выравнивания, выработанной в период платформенного развития территории, тонкообломочный состав, отражающий местные источники сноса, горизонтальное залегание, постепенный переход вниз к подстилающим осадкам нижнего олигоцена – все это говорит об их единстве в структурно-формационном плане с осадками платформенного чехла. В пользу этого свидетельствует также наличие горизонтов кор выветривания в основании среднего – верхнего олигоцена в ряде разрезов [Черняховский, Хосбаяр, 1973], продукты переотложения которых участвуют в составе отложений этого возраста.

На этапе платформенного развития в пределах Монголии В.Ф. Шуваловым [Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии, 1975] выделяются две крупные мегаструктуры – Северо-Монгольское поднятие и Гобийская плита.

Северо-Монгольское поднятие охватывает территорию современного Монгольского Алтая, Хангая, Хэнтэя, Северную Монголию, северо-западную часть Гобийского Алтая и горные массивы Северо-Востока МНР. Судя по распространению на окраинах этой структуры осадков платформенного чехла, их очень неровной извилистой границе, а также определенным литофациальным изменениям, можно предполагать, что структура этого поднятия имела в общем хотя и выравненный, но довольно разнообразный рельеф – от типичного пенеплена по его периферии (Южно-Хангайское плато) до низкогорного и среднегорного в его центральных частях [Мезозойская и кайнозойская тектоника, 1975]. Важно подчеркнуть, что именно наиболее верхние части разреза платформенного чехла – красноцветные олигоценые толщи – отмечают конседиментационный характер границ этой мегаструктуры. При движении от Северо-Монгольского поднятия на юг в сторону Гобийской плиты (или прогиба) разрез платформенного чехла становится более полным – появляются более низкие горизонты палеогена и верхнего мела.

Гобийская плита занимала всю южную и юго-восточную часть Монголии, простираясь в пределы Северного Китая. Внутренняя структура ее достаточно сложная – выделяются области относительного прогибания с наиболее полным стратиграфическим разрезом платформенного чехла – синеклизы и разделяющие их внутренние поднятия. На последних платформенный чехол либо отсутствует, либо имеет небольшую мощность и неполный стратиграфический разрез. Палеогеновые отложения обычно приурочены к наиболее прогнутым частям синеклиз. Надо заметить, что новейшие тектонические движения, хотя и локально проявлявшиеся на юге Монголии, изменили первичный "платформенный рельеф" Гобийской плиты и внесли коррективы в распространение палеогеновых отложений.

Формационный комплекс и структуры этапа новейшей активизации (неоген–антропоген)

Отложения неогена, относимые нами к другому структурно-формационному ярусу, связанному с этапом новейшей активизации, залегают во всех известных разрезах с размывом, а местами и с угловым несогласием на осадках платформенного чехла. При этом важно отметить, что неоген ложится разновозрастными горизонтами на кровлю олигоцена, что дает возможность говорить и о стратиграфическом несогласии. Так, в разрезе Ошин-Боро-Удзюр-Ула (Оши) на красновесах среднего – верхнего олигоцена залегает средний? – верхний миоцен, а в разрезах Улан-Тологой и Лу-Усу-Худук (Ло) – нижний – средний миоцен. В центральных

частях Предалтайских впадин и в Долине Озер бурением установлена резкая смена состава осадков на границе олигоцена и миоцена – красноцветные глины и алевроиты сменяются песчано-гравийными, выше глинистыми зеленоцветными и сероцветными осадками. Это говорит также в пользу резкого изменения тектонического режима и климата, фиксируемого даже во впадинах.

Более подробная аргументация отнесения олигоценовых отложений к платформенному чехлу понадобилась, чтобы противопоставить развиваемые нами представления другой точке зрения [Николаева, Шувалов, 1969; Николаева, 1972]. Согласно их мнению олигоценовые отложения (совместно с неогеновыми) отвечают не платформенным образованиям, а относятся к молассоидным, сформировавшимся на начальной стадии этапа новейшего горообразования.

Этап новейшей активизации в Монголии, как, по-видимому, и во всем горном поясе Южной Сибири (Алтай, Саяны, Тува), а также в Прибайкалье и Забайкалье начался в конце олигоцена – начале миоцена.

Начало этого этапа фиксируется оживлением тектонической активности, что выразилось в изменении характера осадконакопления – в появлении грубообломочных молассоидных толщ (особенно в горных долинах и в прибортовых частях межгорных впадин), максимального проявления базальтоидного вулканизма, преимущественно по зонам длительно живущих и вновь образованных разломов, резким усилением эрозионных процессов в долинах рек, расчленяющих поднимающиеся новейшие морфоструктуры.

Интенсивность процесса новейшей активизации на территории Монголии была неодинаковой. Районы Монгольского и Гобийского Алтая, Хангая, Хэнтэй, Прихубсугуля и Северной Монголии были захвачены поднятиями значительной амплитуды, с дифференцированным характером движений; в то же время районы Восточной, Юго-Восточной и Южной Монголии были в меньшей степени затронуты процессом новейшей активизации, еще сохраняя в своем развитии "консервативные" черты предшествующего платформенного этапа.

Классификация структур этапа новейшей активизации

Структуры этапа новейшей активизации Монголии разделяются по преобладающему знаку движения на две основные группы – структуры новейших поднятий (горные хребты и массивы) и структуры новейших опусканий (межгорные и внутригорные впадины).

Тип разреза неогена и антропогена, его стратиграфическая полнота, состав отложений в основном определяются приуроченностью к тому или иному типу новейших структур. В пределах Монголии выделяются четыре группы областей новейшей активизации с характерными типами формационных комплексов, первая классификация которых была дана нами ранее [Тектоника Монгольской Народной Республики, 1975].

В область интенсивного горообразования входят: 1) Монгольский Алтай, 2) Гобийский Алтай, 3) Хангай, 4) Хэнтэй, 5) Северная Монголия (рис. 4–5).

Для этих районов характерен сокращенный стратиграфический разрез комплекса, начинающийся обычно с эоплейстоцена. Осадки этого времени развиты во внутригорных впадинах, оформившихся лишь во вторую половину неотектонического этапа, и в речных долинах. Характерно также наличие разновозрастных вулканитов (Хангай, Северная Монголия, Гобийский Алтай). Весьма разнообразны генетические типы четвертичных отложений, представленных главным образом ледниковым и пролювиальным комплексом.

Область интенсивного горообразования отличалась значительными вертикальными (до 2000–3000 м) и дифференцированными движениями на протяжении новейшего этапа. Морфология поднятий разных горных районов была неодинаковой и определялась в основном тектоническим развитием предшествующих этапов.

Для поднятий Монгольского и Гобийского Алтая характерна четко выраженная линейная форма структур горных хребтов и разделяющих их впадин, отражающая в общем плане простирания структур палеозойского и нижнемезозойского этапа развития. Эти новейшие поднятия ограничиваются крупными разломами, отделяющими их от межгорных впадин, причем разломы часто имеют форму надвигов. По

этим разломам отмечаются сдвиговые горизонтальные движения, хорошо зафиксированные при изучении Гоби-Алтайского землетрясения. Типичная форма структур поднятий "алтайского" типа — форберги — узкие односторонние горсты предгорной части новейших поднятий. Другой их морфологической особенностью являются крутые предгорные шлейфы — бэли, занимающие все подножия новейших поднятий, захваченные общим направленным вертикальным движением. Они четко подчеркивают первично сводовый характер новейших дислокаций, проявившийся, вероятно, в первую половину неотектонического этапа (миоцен — плиоцен) [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. В дальнейшем (эоплейстоцен — плейстоцен) новейшая структура поднятий "алтайского" типа формировалась главным образом под влиянием дизъюнктивных нарушений, приведших к ее раздроблению на отдельные блоки, разделенные узкими грабенами — впадинами.

Другой тип структур области интенсивного горообразования — массивы Хангая и Хэнтэя. Они имеют в плане изометричную форму, представляя собой крупные сводовые поднятия, осложненные, по-видимому, на втором подэтапе новейшей активизации блоковыми структурами, имеющими различную ориентировку. Эти морфоструктуры заложены на гетерогенном основании и четко не отражают в своем плане элементы палеозойской и нижнемезозойской структуры. Для структур поднятий "хангайского" типа менее характерны такие формы, как бэли и форберги. Кроме того, в отличие от "алтайского" типа по окраинам сводовых поднятий Хангая и Хэнтэя часто наблюдается плавный переход к межгорным впадинам, хорошо фиксируемый реликтами полого наклонной поверхности выравнивания и остатками платформенного чехла.

Новейшие структуры Северной Монголии отличаются меридиональным простиранием горстовых поднятий — горных хребтов и разделяющих их межгорных впадин — грабенов. Эти структуры лежат на юго-западном окончании Байкальской рифтовой зоны; они не отражают в плане структуры оснований, и их формирование, по-видимому, произошло главным образом в неоген-четвертичное время [Логачев, 1968; Прибайкалье и Забайкалье, 1974].

Таким образом, развивая идеи Н.А. Флоренсова [1965] о своеобразии центральноазиатского типа горообразования и связанного с ним распространения неоген-четвертичных отложений, мы выделяем разные морфологические типы структур — алтайский, гобийский, хангайский и северомонгольский (или байкальский) [Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии, 1975].

К области умеренного горообразования относятся: 1) Орхон-Селенгинское среднегорье, 2) Южно-Хангайское плато. Эти районы расположены по окраинам Хангайского и Хэнтэйского свода, отличаются умеренными вертикальными движениями и их меньшей дифференцированностью. Для этих районов характерен более полный разрез низов комплекса (миоцен — плиоцен), а иногда (Южно-Хангайское плато) и сохранение в разрезе верхней части платформенного чехла. Эоплейстоценовые и плейстоценовые отложения этой области представлены более тонкообломочными типами пород, преимущественно аллювиального и пролювиального типов. Эти районы в течение новейшего тектонического этапа, находясь как бы в переходной зоне между областями интенсивного поднятия и областями прогибания, сравнительно слабо подверглись эрозионному расчленению, захватившему лишь придолинные части.

К области локального горообразования относятся районы южного сектора Монголии: 1) Барун-Хурайская впадина, 2) Заалтайская (Южная) Гоби, 3) Средняя Гоби, 4) Юго-Восточная Гоби, 5) Даригангское вулканическое плато.

Эти территории на этапе новейшей активизации еще во многих чертах наследуют черты платформенного развития. Такой своеобразный "консерватизм" в развитии выражается в том, что на фоне слабо дислоцированного платформенного чехла или полигенетической поверхности выравнивания, созданной в верхнем мелу — палеогене, горообразование проявилось локально, хотя его интенсивность и амплитуды движений были достаточно разные (от сотен до тысяч метров). Здесь наиболее широко развиты осадки платформенного чехла; отложения неогена и эоплейстоцена почти не развиты, имеют малые мощности, что, видимо, связано с поздней, собственно четвертичной, активизацией новейших поднятий гобийских хребтов. Второй причиной этого является, на наш взгляд, достаточно аридная обстановка,

не благоприятствующая формированию осадочных толщ того времени. Четвертичные отложения представлены в основном пролювиальными образованиями, развитыми у подножий молодых горных хребтов, а также песчано-галечными осадками центральных частей впадин.

Особым районом области локального горообразования является вулканическое плато Дариганга. Здесь под сложно построенным мощным покровом неогеновых и четвертичных базальтов, по-видимому, имеют значительное распространение миоценовые и плиоценовые осадочные толщи [Домбровский, 1927; Дашзэвэг, 1975]. Вырисовывается достаточно сложная стратиграфия эффузивного разреза, в котором присутствуют горизонты базальтов и пирокластических толщ от миоцена до голоцена включительно [Корина и др., 1973]. Четвертичные отложения развиты весьма ограниченно и представлены в основном пролювиальными образованиями.

К областям новейших прогибаний относятся крупные межгорные депрессии: 1) Котловина Больших Озер; 2) Предалтайские впадины, 3) Долина Озер, 4) впадины Северо-Восточной Монголии. Эти структуры выполнены мощными толщами (до 700–800 м) кайнозойских отложений, из которых более половины мощности приходится на неогеновые – антропогеновые образования. Характерной чертой этих систем впадин является их определенная, хотя и неполная унаследованность от структур мезозойского этапа развития. Это позволило Н.А. Флоренсову [1968] выделить подобные депрессионные новейшие структуры в "гобийский" тип и показать их отличие от "байкальского" типа впадин. Нам представляется, что по своей морфологии, формационному составу осадков, а также по соотношению со структурами нижнемезозойского и платформенного этапов впадины "гобийского" типа возможно разделить на два подтипа.

К первому подтипу относятся крупные впадины, выполненные преимущественно озерными и аллювиальными отложениями неогена, зоплейстоцена и плейстоцена, имеющие изометричную форму, развитые в Котловине Больших Озер (Убсанурская, Хиргиснурская и др.) и, вероятно, в Северо-Восточной Монголии. Морфология этих впадин близка мульдообразным структурам нижнемезозойского и платформенного этапа развития.

Другим подтипом являются линейно вытянутые зоны Предалтайских и Долиноозерских впадин. Они имеют вид узких сложных грабен-синклиналей с относительно большими мощностями выполняющих их отложений неоген-антропогена озерного, пролювиального и аллювиального генезиса. Морфология этих структур также наследует основную форму мезозойских депрессий. В этом подтипе впадин комплекс осадков платформенного чехла сохранился наиболее полно.

Комплекс отложений новейшего этапа активизации в описываемых впадинах довольно четко подразделяется на две части. Отложения миоцена и плиоцена, как правило, представлены озерными и озерно-прибрежными фациями – зеленоцветными глинами, мергелями, алевролитами, песками (свиты ло, ошин, хиргис-нур). Со второй половины плиоцена и в зоплейстоцене в разрезе начинают преобладать бурозеленные грубообломочные фации аллювия и пролювия (свиты алтан-гэли, гуингол, гошу). Особенно это заметно в узких впадинах Предалтайской зоны. Плейстоценовые отложения также отличаются весьма дифференцированным фаціальным составом, быстро меняющимся от центральных частей впадин к их окраинам: пески, алевролиты, глины и галечники озерного и аллювиального генезиса замещаются толщами пролювия предгорных шлейфов и конусов выноса.

Новейшие впадины "байкальского" типа – Бусингольская, Дархатская и Хубсугульская – резко отличаются от "гобийских" впадин южного сектора Монголии [Маринов, 1967; Флоренсов, 1965; Прибайкалье и Забайкалье, 1974; Тектоника Монгольской Народной Республики, 1975]. Эти впадины были заложены во вторую половину этапа новейшей активизации – в плиоцене и плейстоцене. Они имеют меридиональное простирание, четкие разломные ограничения бортов, небольшую (200–300 м) мощность выполняющих их осадков (Дархатская впадина). Подробное описание морфологии структур областей новейшего прогибания дано нами в монографии "Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики" [1975].

Проведенный обзор структурно-формационного расчленения кайнозойских образований показывает их общее положение в разрезе мезозоя и кайнозоя Монголии.

Анализ структурно-геоморфологической позиции дает представление о достаточно сложном пространственном, стратиграфическом и фациальном распределении кайнозойских образований на обширной территории. Таким образом, нам представляется, что тектоническое развитие территории предопределило основные закономерности кайнозойского осадконакопления. Палеогеографические, главным образом климатические, условия оказали также существенное влияние на тип осадконакопления: их роль особенно ярко сказывается в плиоцене и антропогене и будет являться предметом специального рассмотрения в дальнейшем. Приведенная схема (рис. 5, см. вкл.) сводных обобщенных разрезов кайнозоя для основных структурно-геоморфологических зон Монголии иллюстрирует описанные выше закономерности и позволит ориентироваться при чтении стратиграфической части работы. Этим же целям служит и схема структурного районирования территории страны (см. рис. 4).

ГЛАВА II

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА МОНГОЛИИ

ПАЛЕОГЕН

Палеоцен и граница мела и палеогена

Прежде чем перейти к описанию стратиграфии кайнозоя внутренних районов Азии, представляется необходимым остановиться на вопросе о границе мезозоя и кайнозоя, поскольку разрезы пограничных горизонтов мела и палеогена Монголии в этом отношении очень перспективны.

Известно, что при проведении стратиграфических исследований одной из наиболее важных проблем является проблема установления стратиграфических рубежей — границ между стратиграфическими подразделениями разных рангов — от самых крупных (общепланетарных) до более мелких (региональных и местных). Поэтому в последнее время особое внимание стратиграфов было привлечено и до сих пор продолжает оставаться нацеленным на изучение пограничных горизонтов групп и систем докембрия и кембрия, ордовика и силура, а также более дробных подразделений — отделов и ярусов — в частности неогена и антропогена, являясь предметом обсуждения на совещаниях и симпозиумах в разных странах, вплоть до международных геологических конгрессов.

Безусловно, вопрос о границе мела и палеогена, пожалуй, один из самых дискуссионных в мировой стратиграфии. Эта проблема специально ставилась на XXI Международном геологическом конгрессе. В.В. Меннер, Я.Л. Яншин [1963] детально рассмотрели историю этого вопроса, а также на основании анализа главным образом морских фаун подчеркнули всю сложность данной проблемы, отметив неодновременность смены — вымирания и появления разных групп морских организмов на границе маастрихта и дата, дата и палеоцена.

Еще сложнее решается вопрос о границе мела и палеогена в разрезах континентальных отложений, где группы наземных организмов являются менее "стратиграфическими", чем морские фауны. Определенную сложность вносит, естественно, и значительно большая фациальная и литологическая пестрота, быстрая латеральная изменчивость континентальных отложений и более частые, чем в морских осадках, перерывы. Данные по флоре, а также по фауне пресноводных водоемов (моллюски, остракоды) имеют определенное значение для этого вопроса, но их редкая встречаемость, а также сравнительный "стратиграфический консерватизм" в развитии позволяют часто лишь относительно грубо намечать эту границу.

Наземные позвоночные, имеющие более быстрые темпы эволюции и обладающие значительной скоростью пространственного распространения, служат более надежным критерием определения рубежа мезозоя и кайнозоя. Среди них основной группой, по которой определяют конец мезозойской эры, являются динозавры, вымирающие практически повсеместно в самом конце позднего мела. Однако подавляющее большинство других групп наземных позвоночных (млекопитающие, членистоногие) показывает в той или иной степени постепенную картину вымирания и

появления своих представителей разных таксонов на этом рубеже. Поэтому, опираясь на биостратиграфические данные, по-видимому, следует рассматривать переход от мела к палеогену в виде определенного, хотя и достаточно "узкого", интервала.

Для решения рассматриваемой проблемы, с нашей точки зрения, наиболее важно детальное и комплексное изучение конкретных опорных разрезов, где непосредственно доступны наблюдению пограничные горизонты мела и палеогена, и тщательная привязка всех групп фауны, встречающихся в них. Надо отметить, что такого рода работ еще немного. В настоящее время на земном шаре можно выделить два основных региона, где широко распространены континентальные толщи верхнего мела и палеогена. Наиболее изученным из них является запад Северной Америки. Второй регион расположен в центре Азиатского континента — в гобийской части Монголии.

В гобийских районах Монголии уже давно известны классические разрезы верхнего мела и палеогена [Berkey, Morris, 1927b; Ефремов, 1954; Маринов, 1957; Новожилов, 1954], а в последние годы открыты новые разрезы и местонахождения поздне меловой и раннепалеогеновой фауны [Шувалов и др., 1974; Жегалло, Шевырева, 1976]. Они представляют, пожалуй, один из лучших, если не единственный в Азии объект для постановки настоящей проблемы. Ни в азиатских районах Советского Союза, ни в других районах Азии мы пока не имеем таких разрезов, достаточно полно охарактеризованных разными группами ископаемых организмов.

Надо отметить, что вопрос о границе мела и палеогена за всю шестидесятилетнюю историю изучения континентального мезозоя и кайнозоя Монголии специально не разбирался, хотя дискуссия о фауне млекопитающих Бани-Дзака [Новожилов, 1954; Lefeld, 1965, 1971; Gradzinski et al., 1968] и фауне Наран-Булака [Новожилов, 1954; Беляева и др., 1974], несомненно, подготовила его постановку.

Стратиграфия верхнего мела гобийской части Монголии в настоящее время изучена достаточно полно [Ефремов, 1954; Lefeld, 1965, 1971; Gradzinski et al., 1968, 1977; Мартинсон и др., 1969; Барсболд, 1972; Стратиграфия мезозоя Монгольской Народной Республики, 1975; и др.]. По комплексам фауны динозавров, моллюсков в верхах верхнего мела выделяются два региональных стратиграфических горизонта, объединяющих ряд свит, — джадохтский (кампан) и нэмэгтский (маастрихт). В джадохтский горизонт включены барунгойтская, джавхлантская и баяндзагская свиты [Барсболд, 1972]. Последняя отвечает формации джадохта американских авторов [Berkey, Morris, 1927b; и др.]. Нэмэгтский горизонт объединяет нэмэгтскую и ногонцавскую свиты, являющиеся, по-видимому, стратиграфическими аналогами [Стратиграфия мезозоя Монгольской Народной Республики, 1975].

В Монголии имеются три группы наиболее полно изученных разрезов пограничных горизонтов мела и раннего палеогена, описание которых дается ниже.

У л а н н у р с к а я в п а д и н а, р а й о н Б а я н - Д з а к - Х а ш а т (Г а ш а т о). Впервые пограничные горизонты мела и палеогена здесь были обнаружены при работах Центрально-Азиатской экспедиции Американского музея естественной истории в 1922 г. Вначале американские исследователи отнесли выделенную ими формацию джадохта ("слои с Protoceratops") к нижнему мелу, а перекрывающие их осадки формации гашато, содержащие фауну примитивных млекопитающих, рассматривали как верхнемеловые или палеоценовые. Крупнейшим открытием явились находки в формации джадохта примитивных млекопитающих. Позднее фауна Гашато была отнесена ко второй половине палеогена и сопоставлена с комплексом формации торрехон Северной Америки [Berkey, Morris, 1927b]. Таким образом, уже при первом изучении пограничных горизонтов намечился существенный стратиграфический разрыв между пограничными горизонтами верхнего мела и палеогена.

При работах Монгольской палеонтологической экспедиции АН СССР район Бани-Дзака-Гашато был изучен Н.И. Новожиловым [1954], который первый дал общую схему местонахождения Гашато (=Хашиау по Новожилову) и описал разрез палеоценовых отложений, указав точное положение фауны млекопитающих. По сборам МПЭ К.К. Флеровым и Б.А. Трофимовым были определены *Prodinoceros* и

Mongolotherium, причем Флеров рассматривал продиноцероса, как предковую форму монголотиериума из Наран-Булака. На этом основании эти местонахождения заняли разное стратиграфическое положение в пределах верхнего палеоцена (Гашато) и нижнего эоцена (Наран-Булак).

Новожилов рассмотрел вопрос о стратиграфическом положении меловых млекопитающих из формации джадохта и высказал мнение о том, что они происходят из конкреций, вымытых и скатившихся к основанию обрыва Баин-Дзака из вышележащих отложений палеоцена. Он считал, что фауна "меловых" млекопитающих происходит из конкреционного слоя формации гашато (слой 2 по Новожилову), лежащего ниже известного фаунистического горизонта (слой 3) палеоцена, обнаруженного американскими исследователями; на этом основании он допускал возможность, что "нижняя часть серии Хашияту по возрасту древнее верхнего палеоцена" [Новожилов, 1954, с. 45].

Надо отметить, что последующими исследованиями Польско-Монгольской палеонтологической экспедиции первое предположение Н.И. Новожилова о палеоценовом возрасте фауны млекопитающих из формации Джадохта не подтвердилось. Вопрос же о разновозрастности разных частей формации гашато был поставлен Новожиловым не без оснований [Геология Монгольской Народной Республики, 1974; Жегалло, Шевырева, 1976].

Исследования района Баин-Дзак-Гашато были продолжены Польско-Монгольской палеонтологической экспедицией [Lefeld, 1965, 1971; Kielan-Jaworowska, 1967, 1969; Gradzinski et al., 1968, 1977; и др.]. Основным достижением этих работ явилось повторение находок примитивных млекопитающих в верхнемеловых отложениях формации джадохта. Было обнаружено 36 экз. млекопитающих (черепов и остатков скелета); все эти находки происходят из конкреций слоя оранжево-красных рыхлых песчаников (около 10 м), залегающих почти в основании обрыва Баин-Дзак [слой 2, по Gradzinski et al., 1968] (рис. 6). Находки были сделаны в трех пунктах на расстоянии около 5 км по простиранию этого слоя. В этом же слое найдены остатки динозавров *Protoceratops andrewsi*, *Pinacosaurus grangeri* и яйца динозавров. 1 экз. млекопитающего был найден не в конкрециях, а непосредственно *in situ* в слое песчаника. Выше слоя с млекопитающими польскими исследователями отмечаются три горизонта (слой 3, верхняя часть слоя 4, слой 8), содержащие скорлупу яиц динозавров. Таким образом, стратиграфическое положение млекопитающих в верхнем мелу не вызывает сомнений. Однако определение их более точного возраста затруднительно ввиду эндемичности этих форм. В настоящее время возраст фауны млекопитающих из формации джадохта определяется в широких пределах [Беляева и др., 1974] (табл. 1).

В настоящее время в джадохтинском горизонте (разрез Баин-Дзак) известны следующие формы млекопитающих [Беляева и др., 1964; Gradzinski et al., 1977].

Отряд *Multituberculata*: *Djadochtatherium matthewi* Simpson; *Gobibaatar parvus* K.-Jaw.; *Sloanbaatar mirabilis* K.-Jaw.; *Kryptobaatar dashzevegi* K.-Jaw.; *Kamptobaatar kuczynski* K.-Jaw.

Отряд *Insectivora*: *Deltatheridium pretrituberculare* Gregory et Simpson; *Deltateroides cretacicus* Gregory et Simpson; *Hyotheridium dobsony* Simpson; *Zalambdalestes lechei* Gregory et Simpson, *Kennalestes gobiensis* K.-Jaw.

Анализ фауны мультитуберкулят и насекомоядных из Баин-Дзака показывает ее архаизм и эндемичность, предполагается значительный эволюционный разрыв с вышележащей палеоценовой фауной млекопитающих Гашато.

Начиная с 1967 г. район Баин-Дзака – Гашато стал объектом изучения совместных советско-монгольских экспедиций. В результате сейчас можно дать общий разрез отложений верхнего мела и палеогена этого района с указанием положения ископаемой фауны разных групп и высказать определенное мнение о возрасте разных частей разреза. Верхнемеловые отложения хорошо обнажены в центральной части обрывов Баин-Дзака. Снизу вверх они представляют собой (см. рис. 6):

Мощность, м

1. Пески неслоистые кирпично-красные слабо уплотненные, хорошо отсортированные, мелко- и среднезернистые, содержащие округлые песчаные конкреционные стяжения размером до 0,1–0,2 м, субгоризонтально ориентированные. Это основная костеносный слой, где встречены динозавры и млекопитающие [слой 2, по Градзинскому и др., 1968].

видимая
10–14

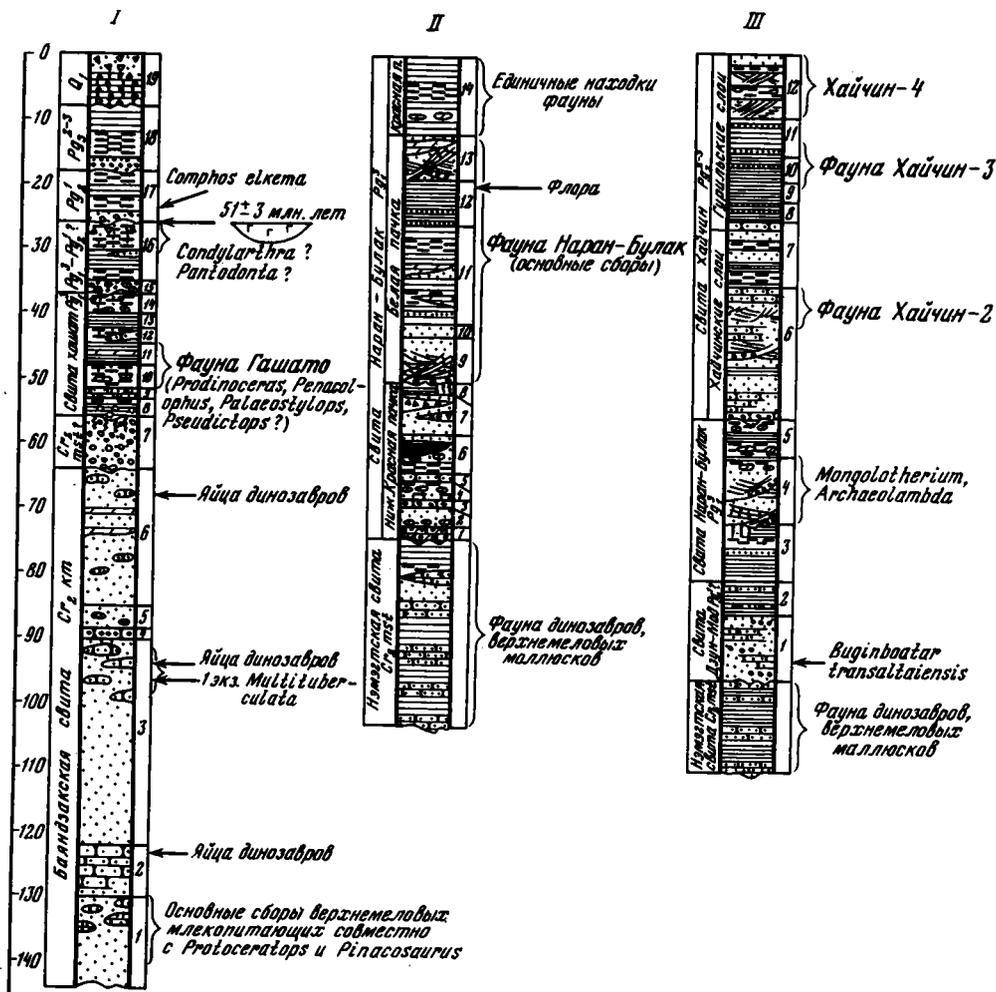


Рис. 6. Опорные разрезы пограничных горизонтов мела и палеогена Монголии с основными местонахождениями фауны

I — Баин-Дзак—Хашат (верхи разреза) [по Жегалло и др., 1976]; II — Наран-Булак—Цаган-Хушу; III — Хайчин-Ула 1—3. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

Мощность, м

2. Пески того же цвета и состава, сцементированные в удлиненные линзы песчаников до 4–6 м мощностью. В них (особенно на отпрепарированных ветром поверхностях) наблюдаются характерные текстуры: удлиненные (15–30 см) тонкие (1–5 см) песчано-карбонатные стяжения — трубочки, переплетающиеся между собой наподобие ходов илоедов (trace fossils). В отдельных прослоях встречаются оолитоподобные округлые стяжения — шарики, по 1–5 см в диаметре. Встречена скорлупа яиц динозавров. 6–8
3. Пески красновато-розовые, мелкозернистые отсортированные уплотненные (до рыхлого песчаника) неслоистые, с отдельными песчаниковыми конкрециями, количество которых возрастает к верхам слоя (около 5 м), где они образуют вытянутые субпараллельные скопления. Из верхов слоя известны яйца динозавров и 1 экз. мультитуберкулят около 30
4. Конгломераты белые, состоящие из мелких окатанных карбонатных стяжений (перееотложенных конкреций?); в конгломератах редко встречается также гравий и галька кристаллических пород. Мощность непостоянная. до 0,5–1,7
5. Пески кирпично-красные, рыхлые, с мелкими песчаниковыми конкрециями 3–4
6. Пески красные и оранжево-розовые с небольшими, невыдержанными прослоями песчаниковых удлиненно-округлых конкреций. Отмечаются также отдельные маломощные линзы (до 1,0 м) мергелистых конкреционных прослоев, выделяющихся белым цветом в разрезе. до 20

Таблица 1

Стратиграфическое положение млекопитающих в разрезе Баин-Дзак (по разным авторам)

Возраст	Simpson, 1925; Gregory, Simpson, 1966	Kielan-Jaworowska, Dowchin, 1958	McKenna, 1969	Sahni, 1969	Рождественский, 1971	Стратиграфия мезозоя, 1975
Маастрихт						
Кампан					Б-Д	Б-Д
Сантон		Б-Д				
Коньяк						
Турон	Б-Д			Б-Д		
Сеноман			?Б-Д			

Описанная часть разреза относится к формации джадохта или к баиндзакской свите [Барсболд, 1972]. Выше с резким эрозионным контактом ("контакт Новожилова") залегают:

Мощность, м

7. Галечники средние и хорошо окатанные, местами с линзами щебня, сцементированные до конгломерата; обломочный материал распределен послойно, чередуясь с линзами песков красноватого цвета. В составе обломочного материала преобладают палеозойские породы: зеленые и красные песчаники, яшмовиды, алевролиты, реже граниты и обломки кварца. Гальки покрыты с поверхности темной бурой пленкой, местами имеют выветрелую оторочку; отмечается увеличение количества выветрелых галек в кровле слоя, где большинство обломочных пород разложены до рыхлого состояния (за исключением обломков кварцитов и кварца). По простиранию пачки галечников видно, что они переслаиваются с песками и линзами глины и алевролитов, создавая общую косослоистую текстуру пород. Наиболее грубые разности галечников приурочены к карманообразным эрозионным врезам, вложенным в кровлю песчаников формации джадохта. Горизонт галечников хорошо прослеживается к востоку и западу от "контакта Новожилова". Мощность непостоянна

от 1-8
до 6-8

Эта пачка галечников была отнесена к палеоцену [Новожилов, 1954]. Однако не исключено, что она может быть более древней и по возрасту отвечать нэмэгтской свите (маастрихт). В пользу этого говорит, во-первых, выветрелость пород кровли галечников, что свидетельствует о наложении процессов выветривания после отложения галечников и до отложения вышележащих глинистых пород палеоцена. Эти элементы коры выветривания фиксируют определенный временной перерыв в осадконакоплении, существовавший между верхами верхнего мела и верхним палеоценом. Во-вторых, общий литологический состав этого горизонта галечников, представленных аллювиальным типом, также сближает их с осадками нэмэгтской свиты [Геология Монгольской Народной Республики, 1973; Жегалло, Шевырева, 1976].

Вышележащие, преимущественно глинистые осадки палеоцена свиты хашат литологически резко отличаются от горизонта галечников. Фауна, собранная в них, находится в 4-8 м выше кровли галечников и не может, естественно, привлекаться для их возрастной датировки.

Палеоценовые отложения описываемого района имеют ограниченное распространение и малую мощность по сравнению с верхнемеловыми осадками. Они представлены преимущественно алевро-глинистыми отложениями малиново-красной, бурой, иногда пятнистой (с зеленым) окраски, содержат прослойки гравийно-щебенистого материала, линзы (до 1-1,5 м) мергелистых конкреционных известняков. Генетически это — субаэральные делювиально-пролювиальные отложения с подчиненным участием мелководно-озерных фаций. Местами встречаются фрагменты древних почв; некоторые прослойки пород обогащены распыленным гипсом. В составе глины преобладают монтмориллонит и гидрослюда, а в верхах пачки выветрелых галечников — каолинит [Лискун, Бадамгарав, 1977].

Детальное изучение разреза Хашат показало большую сложность строения и разновозрастность его частей [Новожилов, 1954; Геология Монгольской Народной Республики, 1973; Жегалло, Шевырева, 1976]. Установлено, что на выветрелых

галечниках, отнесенных нами предположительно к нэмэгтской свите, залегают (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|---|---------------|
| 8. Алевриты и глины ярко-красного цвета, неслоистые, включающие совершенно выветрелые гальки, сохраняющиеся в слое в виде пятен разного цвета. | 3,0 |
| 9. Известняки комковатые, розово-белые, состоящие из отдельных желвачков, образующих плотный слой. В них включены мелкие обломки (1–3 см) палеозойских пород. | от 0,3 до 1,0 |
| 10. Алевриты красные, в верхах пятнистые (зеленые и красные), песчанистые, плотные, оскольчатые, с черными марганцевистыми налетами, обнаруживающие нечеткую горизонтальную, местами мелкую косую слоистость. В слое встречаются мелкие (3–5 см) карбонатные конкреции. | 3,0–4,0 |
| 11. Глины кирпично-красные, неслоистые, оскольчатые. | 1,5–2,0 |

Основные сборы (in situ) фауны млекопитающих приурочены к уровню слоев 10–11 (см. рис. 6), хотя отдельные кости встречены и в слое 9 [Жегалло, Шевырева, 1976]. Выше залегают:

- | | |
|--|--------|
| 12. Глины зеленовато-серые, оскольчатые, пятнисто окрашенные, переходящие в верхах в мергели. В глинах наблюдаются марганцевистые черные налеты, по трещинам включения гипса. | 2,0 |
| 13. Глины ярко-красные, местами малиновые, оскольчатые и неслоистые с зеленоватыми примазками; в глинах имеется мелкий гравий и редкая галька палеозойских пород. | до 3,0 |
| 14. Глины зеленовато-серые, местами буровато-красной пятнистой окраски, содержат мелкий гравий; встречаются мелкие (3–5 см) карбонатные стяжения, образующие невыдержанные по простиранию маломощные (30–50 см) линзы. | до 6,0 |

Выше с размывом, срезая нижележащую пачку, залегают существенно иная пачка пород, имеющая в основании базальный горизонт конгломератов. Эти конгломераты были отмечены в разрезе еще Н.И. Новожиловым [слой 8, стр. 43, 1954]. Эту пачку пород слагают:

- | | |
|---|------------|
| 15. Конгломераты, главным образом из переотложенных окатанных карбонатных конкреций (5–10 см) из нижележащего слоя, а также из обломков палеозойских пород. Мощность базального горизонта непостоянна, меняется от. | 1,0 до 2,5 |
| 16. Глины и песчанистые алевриты коричневато-бурые, неслоистые, содержащие прослой и линзы песков. В глинах присутствует гравий и щебень палеозойских пород. Встречаются также окатанные мергелистые конкреции. | 6–10 |

В этой пачке В.И. Жегалло были найдены кости млекопитающих *Condylarthra* (?), *Pantodonta* (?). Выше с размывом залегают пачка алевритов и глин, из которой происходят остатки *Comphos elkema* неопределенной семейственной принадлежности [Жегалло, Шевырева, 1976]. Уровень размыва кровли слоя 16 коррелируется по простиранию с горизонтом базальтов, обнажающимся в 2 км западнее и отмечавшимся ранее [Berkey, Morris, 1927b] в формации гашато. Для них получена (по K–Ar) дата 51 ± 3 млн. лет [Габуня и др., 1975], на основании чего слои 15–16 могут быть отнесены к верхам палеоцена — нижнему эоцену. Выше залегают пачка кирпично-красных глин, литологически сходных с средне-, верхнеолигоценовыми отложениями свиты шанд-гол. Важность получения абсолютной даты на этих базальтах для оценки возраста "фауны Гашато" специально подчеркивалась [Szalay, McKenna, 1971].

Фауна Хашат достаточно резко отличается от верхнемеловой фауны Банин-Дзака: в ней отсутствуют архаические (кроме мультитуберкулят) млекопитающие и имеется не менее шести отрядов плацентарных. Американские исследователи сопоставляют эту фауну с фауной формации торрехон (верхний палеоцен). Специальный анализ этой фауны подтверждает отнесение ее к верхнему палеоцену [Szalay, McKenna, 1971].

Нэмэгэтинская впадина (разрез Нараң-Булак-Цаган-Хушу). Этот район является вторым в Монголии, где в настоящее время установлены взаимоотношения верхнемеловых и палеогеновых отложений. Она выполнена осадками бурунгойотской и нэмэгтской свит верхнего мела [Барсболд, 1972]; палеогеновые отложения занимают ее центральную часть, вскрываясь в естественных обнажениях по ее юго-западному борту, протягиваясь почти на 20 км в широтном направлении.

Первая стратиграфическая схема палеогена этого района была предложена Н.И. Новожиловым [1954] (табл. 2). Эти отложения, как показано на приводимых в статье

рисунках, залегают с четким размывом на породах верхнего мела, содержащих динозавровую фауну маастрихта. Близкое разделение палеогеновых отложений на несколько литологических слоев было предложено польскими исследователями [Gradzinski et al., 1968].

Если вопрос о подстилающих отложениях верхнего мела решался однозначно всеми исследователями, то возраст перекрывающих палеогеновых отложений оценивался по-разному.

Основные сборы фауны из разрезов Наран-Булак, Цаган-Хушу и Улан-Булак были сделаны Палеонтологической экспедицией АН СССР (1946–1949 гг.) в средней части разреза — в белых песках и алевролитах. Отсюда Б.А. Трофимовым, К.К. Флеровым и В.И. Громовой были описаны *Pseudictops arilophiodon*¹, *Archaeolambda planicanina*, *Mesonyx obtusidens*, а также отмечены примитивные *Dinocerata*, черепахи, рыбы. Позднее К.К. Флеров [1957] в пределах средней части разреза выделил два фаунистических уровня: нижний с *Mongolotherium efremovi*, верхний с *Mongolotherium plantigradum*. Выделенный К.К. Флеровым новый род *Mongolotherium* рассматривался им как предковая форма *Prodinoceras*: на этом основании отложения Наран-Булака относились к нижнему эоцену.

Польскими исследователями в пределах средней части разреза ("белые пески") выделено два фаунистических уровня. В нижнем из них преобладают остатки *Pantadonta* — *Archaeolambda planicanina*, *Dinocerata* и *Pseudictops lophiodon*. В целом отложения разрезов Наран-Булака и Цаган-Хушу сопоставляются польскими исследователями с верхнепалеоценовой толщей Гашато. Надо отметить, однако, что ими допускается и нижнеэоценовый возраст самых верхов разреза [Gradzinski et al., 1968].

Близкое расчленение нижнего палеогена района Наран-Булака приводит Д. Дашзэвэг [1972]. Весь разрез Наран-Булака он относит к верхнему палеоцену, рассматривая его в качестве наран-булакской серии, с тремя свитами — жигдэн, наран и бумбин. Д. Дашзэвэг указывает, что находки фауны происходят из всех трех частей разреза. В своих более поздних работах Д. Дашзэвэг на основании находок в белой пачке разреза кондилартр *Dissacus indigenus*, *Pachyaena nemegetica*, *Huoposodus orientalis* и гиракотерия — *Hyracotherium gabunia*, описанных им, склонен относить отложения разреза Наран-Булак к раннему эоцену [Дашзэвэг, 1976б, 1979]. Обстоятельная аргументация переоценки возраста Наран-Булака приведена Д. Дашзэвэгом совместно с М. МакКенна [Dashzeveg, McKenna, 1977].

Весьма интересная работа, посвященная лито-стратиграфии и тафономии палеоценовых отложений района Наран-Булак, принадлежит М.А. Шишкину [1975].

Нами разрезы пограничных горизонтов верхнего мела и палеоцена изучались в этом районе в 1969–1973 гг. Наиболее полный разрез палеоцена описан по западным обрывам Цаган-Хушу. Здесь на отложениях нэмэгтской свиты, содержащих фауну динозавров, черепах и моллюсков [Барсболд, 1972], с размывом залегают палеоценовые отложения свиты наран-булак. Размыв в основании палеоценовых отложений прослеживается повсеместно: нижняя красная пачка ложится на разные горизонты нэмэгтской свиты. Между разрезами Наран-Булак и Улан-Булак Д. Бадамгарав установила резкое сокращение мощности нижней красной пачки (до первых метров), а в одном из разрезов ее полное выпадение и налегание на нэмэгтскую свиту песчаников средней белой пачки. Таким образом, стратиграфический диапазон этого размыва представляется нам весьма значительным.

В размере палеоцена на Цаган-Хушу (см. рис. 6) обнажаются (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|---|------------------|
| 1. Конгломераты мелкие (8–5 см), плотно сцементированные карбонатным песчано-глинистым материалом. Гальки состоят преимущественно из переотложенных меловых отложений — окатанных карбонатных конкреций ("катунные конгломераты"); встречаются также хорошо окатанные гальки из палеозойских пород. | от 1,0
до 2,0 |
| 2. Пески красные и розоватые, содержащие в основании мелкие (5–10 см) мергелистые конкреции; вверх пески сменяются песчанистыми и глинистыми алевролитами | 3,0 |
| 3. Конгломераты "катунные", белые плотные, состоящие из переотложенных конкреций, встречаются отдельные гальки палеозойских пород | 1,0 |

¹ Позднее А. Сулимским этот вид сведен в синонимичку *P. lophiodon* [Sulimski, 1968].

- | | |
|--|-----|
| 4. Пески красные тонкозернистые, сверху сменяющиеся глинистыми алевритами, в них содержатся прослой округлых карбонатных конкреций размером до 5–10 см. Отмечаются вертикально расположенные удлиненные стяжения карбонатов концентрического строения (1–3 см в диаметре). По-видимому, это образования ходов плоедов (<i>trace fossils</i>) или остатки корневой системы растений | 2,5 |
| 5. Песчаники светло-серые, рыхлые, известковистые | 1,0 |
| 6. Пески и алевриты красные, горизонтально-слоистые, с прослоями темно-красных плотных глин; в верхах слоя развиты мелкие карбонатные конкреции и по трещинам черные дендриты окислов марганца | 5,0 |
| 7. Пески красные, плохо сортированные, с линзами щебней и плохо окатанной гальки | 6,0 |

Слой 2–7 относится к нижней красноцветной пачке. По характеру осадков, их составу и текстурам эти породы относятся к субазральным образованиям; особенно типичные пролювиальные фации представлены слоем 7.

Местами (разрез Наран-Булак) кровля нижней красной пачки имеет четкие следы древних почвенных процессов (рис. 7). Глины приобретают столбчатую отдельность, в них отсутствует слоистость, наблюдается вертикальное расположение пятнисто окрашенных полос, желваков карбонатов. Последние образуют также уплотненные прослой в 1,5–1,7 м ниже кровли красных глин. Сохраняется этот почвенный горизонт повсеместно, часто он срезается грубыми песками и гравелитами вышележащей белой пачки.

В разрезе Цаган-Хушу выше залегают отложения белой пачки.

- | | |
|--|---------|
| 8. Глины зеленые, плотные, неслоистые, комковатые, ожелезненные по трещинам | 1,0 |
| 9. Пески белые, мелко- и среднезернистые, четко косослоистые, с линзами и прослоями гравия и мелкой гальки. В слое встречаются мелкие остатки лимонитизированной древесины и лимонитовые стяжения; отдельные прослой песков сцементированы карбонатами | до 7,0 |
| 10. Пески того же состава и текстуры, сильно ожелезненные и пятнисто окрашенные в ржаво-бурые тона | 2,0 |
| 11. Пачка горизонтально-слоистых пород, состоящих из чередующихся прослоев зеленых глин и алевритов (до 2,0 м), линз глинистых мергелей белого цвета (до 0,5 м) и двух прослоев ярко-красных глин (до 1,5 м) | 15,0 |
| 12. Глины зеленые, тонко-, горизонтально-слоистые, содержащие в низах прослой розовых песков | 7,0 |
| 13. Пески крупно- и среднезернистые, косослоистые, ожелезненные с мелкой галькой и гравием, в верхах прослой (0,7 м) мергелистых глин | 6,0–7,0 |
| 14. Глины неслоистые, в низах кремовые, в верхней части красные, комковатые, карбонатные, с черными налетами окислов марганца | до 12,0 |

Верхняя часть разреза обнажена слабо, однако можно предположить, что мощность верхней пачки красных глин (слой 14) достигает не менее 20 м. Таким образом, общая мощность палеоценовых отложений по разрезу Цаган-Хушу оценивается в 80–85 м.

Отложения средней и верхней части разреза представлены в основном субаквальными образованиями, причем пачка песчаного состава (слои 9–10) является, по-видимому, аллювиальным русловым осадком, а слои 11–12 – озерным. Лишь верхняя часть разреза (слой 14) относится к делювиально-пролювиальным и мелководно-озерным фациям. Близкую генетическую интерпретацию разреза дает М.А. Шишкин [1975].

Из отложений свиты наран-булак, кроме фауны млекопитающих [Беляева и др., 1974, с добавлениями] (табл. 3), известны также находки листовой флоры [Фотьянова, Бадамгарав, 1976], представленной: cf. *Sequoia* sp., aff. *Trochodendroides* sp., *Phyllites* sp. 1, 2, гастропод родов *Vithynia* (*Berioelena*), *Amnicola* (?) sp. [Толстикова, Бадамгарав, 1976].

Ингэниховурская впадина (разрез Хайчин-Ула-1–2). Третий разрез пограничных горизонтов мела и палеогена расположен в 70 км северо-западнее Наран-Булака, в 2 км к северо-востоку от горы Хайчин-Ула [Шувалов и др., 1974]. Здесь по ряду обнажений удастся проследить взаимоотношения верхне-меловых, палеоценовых и эоценовых отложений, имеющих палеонтологическую характеристику. Отдельные части обнажения, протягивающиеся в широтном направлении (при общем пологом юго-восточном падении пород), получили наименования от Хайчин-1 до Хайчин-4 (рис. 8).

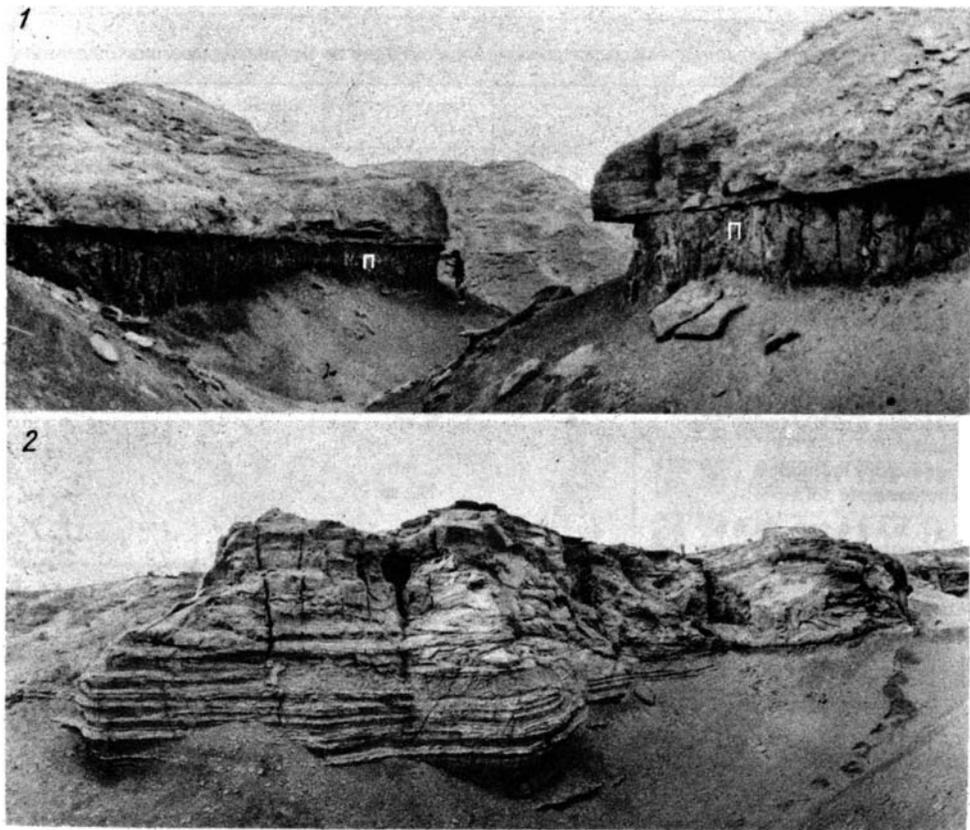


Рис. 7. Разрез Наран-булак. Контакт нижней красноцветной и белой пачки свиты наран-булак (1). В кровле нижней пачки видна погребенная почва, маркируемая вертикально ориентированными карбонатными стяжениями (П); пески в средней белой пачке (2)

В районе Хайчин 1 выходят осадки нэмэгтской свиты; они представлены красно-бурными песчаниками, переслаивающимися с линзами и прослоями глин красного и серого цвета. В них найдены кости динозавров, скорлупа их яиц, моллюски, указывающие на маастрихтский возраст вмещающих отложений [Kielan-Jaworowska et al., 1969; Барсболд, 1972; Шувалов и др., 1974; Беляева и др., 1974].

Выше с нечетко выраженным размывом, маркируемым окатышами из перетолженных глин верхнего мела, залегают осадки свиты дзун-мод. Последняя представлена переслаиванием серых тонкозернистых рыхлых плотно сцементированных песчаников (низы свиты) и красно-бурных, зеленых и серых глин (верхи свиты) общей мощностью около 20 м. В низах свиты найден *Buginbaatar transaltaensis* [K.-Jaworowska, Sochava, 1969].

На свиту дзун-мод налегает свита наран-булак: серые песчаники и гравелиты с прослоями глин и алевритов серовато-зеленого цвета. В нижней трети этой пачки отмечен прослой (до 1,5 м) красных глин с признаками выветривания в кровле, на которую (как и в стратотипе) с размывом ложатся светло-серые гравелистые косослоистые пески и алевриты средней пачки свиты наран-булак. В этой части разреза обнаружены остатки диноцерат — *Mongolotherium* sp. и пантодонт — *Archaeolambda trofimovi* [Беляева и др., 1974; Флеров, Дашзэвэг, 1974]. Отсюда же Д. Дашзэвэг (устное сообщение) указывает *Prodinoceras* sp. и *Barylambda* sp. Эти находки позволяют датировать описанные отложения низов разреза Хайчин 2 верхним палеоценом и относить их к свите наран-булак.

Относительно возраста свиты дзун-мод существуют разные точки зрения. С. Киелян-Яворовская и А.В. Сочава [Kielan-Jaworowska, Sochava, 1969] отнесли ее к маастрихту, но не исключали и палеоцен. В.Ф. Шувалов и другие [1974] условно датировали ее ранним палеоценом. Б.А. Трофимов указывает, что *Buginbaatar* значительно отличается от других форм подотряда *Taeniolabidoidea* из Хашат (роды

Таблица 3

Распространение палеоценовых млекопитающих Монголии по основным местонахождениям

Систематический состав	Хашат	Наран-Булак и Цаган-Хушу	Хайчин-Ула-2 низы разреза	Хайчин-Ула-1
		свита наран-булак		свита дзун-мод
1. Multituberculata				
<i>Prionessus lucifer</i>	+	+		
<i>Sphenopsalis nobilis</i>	+			
<i>Buginbaatar transaltaensis</i>				+
2. Insectivora				
<i>Praolestes nanus</i>	+			
<i>Hyracolestes ermineus</i>	+	H. sp.		
<i>Sarcodon (Gpisthopsalis) pigmaeus</i>	+	S. sp.		
<i>Pseudictops lophiodon</i>	+	+		
<i>Khashanagale zofiae</i>	+	?K. sp.		
3. Lagomorpha				
<i>Eurymylus laticeps</i>	+	+		
4. Condylarthra				
<i>Dissacus indigenus</i>	?D. sp.	+		
<i>Pachyaena nemegetica</i>		+		
<i>Phenacolophus fallax</i> (- <i>Procoryphodon primaevus</i>)	+			
<i>Hyopsodus orientalis</i>		+		
5. Dinocerata				
<i>Prodinoceras martyr</i>	+		P. sp.	
<i>Mongolotherium efremovi</i>		+	M. sp.	
<i>M. plantigradum</i>		+		
6. Pantodonta				
<i>Archaeolambda planicanina</i>	+*	+		
<i>A. trofimovi</i>			+	
<i>Coryphodon tsaganensis</i>		+		
<i>Barylamba sp.</i>			+*	
7. Notoungulata				
<i>Palaeostylops iturus</i>	+	+		
<i>P. macrodon</i>	+	+		

Prionessus и *Sphenopsalis*) и "хронологически занимает промежуточное положение между их верхнемеловыми и палеоценовыми представителями" [1975, с. 9]. В пользу палеоценового возраста говорит также постепенная смена вверх по разрезу Хайчин 1 и 2 отложений свиты дзун-мод отложениями свиты наран-булак (см. рис. 6). Однако последние материалы, полученные Е. Ханд и Д. Бадамгарав, показывают, что комплексы остракод немэгтской и свиты дзун-мод весьма близки. Это, по их мнению, свидетельствует об одновозрастности этих горизонтов.

Изменение разных групп фауны и флоры на границе мела и палеогена. Общий состав фауны млекопитающих палеоцена Монголии приведен в табл. 3, составленной по работам Сцалай и Маккенна [Szalay, McKenna, 1971], Е.И. Беляевой и других [1974], Д. Дашзэвга [1976б, 1980]. Кроме млекопитающих, в пограничных горизонтах верхнего мела и палеогена в последние годы установлены комплексы харофит, остракод, конхострак, моллюсков, черепах. Эти материалы имеют существенное значение для определения границы мела и палеогена в Монголии.

В барунгойотской (кампан), нэмэгтской (маастрихт) свитах и в свите наран-булак обнаружено около 40 видов харовых водорослей [Karczewska, Zimbinska-Tworzydlo, 1970, 1972; Кянсеп-Ромашкина, 1975]. Распространение харофитов (табл. 4) показывает, что часть родов (*Mongolichara*, *Tectochara*, *Harrisichara*, *Saportanella*, *Obtusochara*, *Sphaerochara*, *Maedleriella*, *Atopochara*) встречается в верхнем мелу. Новые эндемичные роды — *Nemegtichara* и *Gobichara*, а также

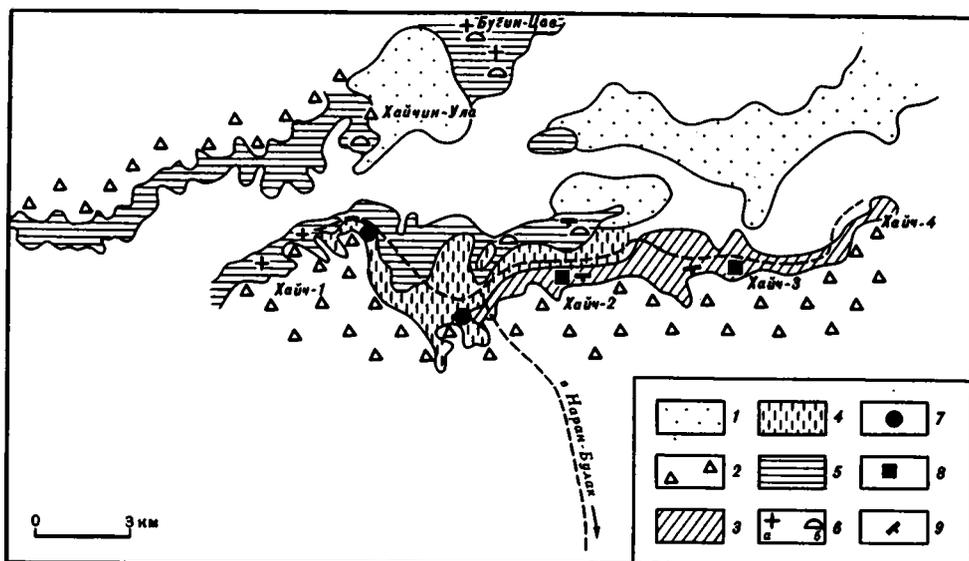


Рис. 8. Геологическая схема района Хайчин-Улы

1 — золотые пески; 2 — проловий; 3 — свита хайчин (средний — верхний эоцен); 4 — свиты дзун-мод и наран-булак (палеоцен); 5 — нзмэгтская свита (верхний мел); 6 — фауна динозавров (а) и моллюсков (б); 7 — фауна млекопитающих палеоцена; 8 — фауна млекопитающих эоцена; 9 — элементы залегания

роды *Grovesichara*, *Peckichara*, *Groftiella*, *Girogona*, *Charites* известны из палеоцена. Третья группа родов (*Mesochara*, *Grambastichara*) распространена как в мелу, так и в палеоцене. Таким образом, в верхнем мелу Монголии известно 8 родов, в палеоцене — 7 родов, а два рода являются проходящими. Это показывает значительный разрыв в комплексах меловых и палеоценовых харофитов. К сожалению, отсутствие материала по свите дзун-мод не позволяет более тонко проследить смену комплексов на границе мела и палеогена.

Значительные материалы получены также по распространению остракод в меловых и палеоценовых отложениях [Szczechura, Blaszyk, 1970; Szczechura, 1971; Ханд, 1974; Ханд, Станкевич, 1975]. Используются также новые материалы Е. Ханд (табл. 5). Установлено около 50 видов остракод, принадлежащих 17 родам. Большинство из этих родов имеет широкое стратиграфическое распространение в позднем мезозое и кайнозое. Для верхнего мела Монголии характерны роды *Mongolianella*, *Gobiocypris*, а также *Rinocypris*; для палеоцена — роды *Gaganella*, *Cypria*, *Darwinula*, *Pyocypris*, *Mediocypris*, хотя их стратиграфический диапазон более широк. Третья группа родов является проходящей из мела в палеоцен — *Timiriasevia*, *Cypridea*, *LycopteroCypris*, *Canadoniella*.

Таким образом, на родовом уровне остракоды не дают четкой границы мела и палеоцена. Оценка их изменения должна проводиться на видовом уровне, но для этого необходимы более полные сборы (особенно для свиты дзун-мод) и количественная характеристика распределения видов по горизонтам.

Конхостраки были обнаружены в банширеинской (сантон), нзмэгтской (маастрихт) свитах верхнего мела и в свите наран-булак. Они представлены 5 родами и 14 эндемичными видами (табл. 6). Из них представители рода *Eulimnadia* встречаются во всех трех свитах, являясь проходящими формами. Новый род *Altanesthesia* встречен только в палеоцене (3 вида). Роды *Paleoleptesthesia* и *Lioesthesia* обнаружены только в нзмэгтской свите. Представляется, что материала по конхостракам еще недостаточно для суждения о характере их смены на границе мела и палеогена.

Определенный интерес имеют также новые данные о распространении черепах в позднем мелу и палеоцене Монголии [Шувалов, Чхиквадзе, 1975; Суханов, Нармандах, 1976]. Так, маастрихтский комплекс черепах (табл. 7) включает 6 форм родов, с преобладанием рода *Mongolemys*. В палеоцене встречены 2 новых вида —

Таблица 4

Распределение харовых водорослей в позднем мелу и палеоцене Монголии

Систематический состав	Барунгойотская свита K_2 cm	Нэмэгтская свита K_2 mst	Свита дзун-мод P_1^1	Свита наран-булак P_1^2
1	2	3	4	5
1. <i>Mesochara mongolica</i>	+			
2. <i>M. oviformis</i>	+	+		
3. <i>M. stankevitchii</i>	+	+		
4. <i>M. texensis</i>	+	+		
5. <i>M. terebrata</i>				+
6. <i>M. laminata</i>				+
7. <i>Mongolichara bugintsavica</i>	+			
8. <i>M. deplanata</i>	+	+		
9. <i>M. gobica</i>		+		
10. <i>Tectochara altanulaensis</i>		+		
11. <i>T. aurea</i>		+		
12. <i>Grambastichara tornata</i>		+		+
13. <i>Grambastichara sp.</i>				
14. <i>Harrisichara cretacea</i>		+		
15. <i>Saportanella nana</i>		+		
16. <i>Obtusochara madleri</i>		+		
17. <i>Sphaerochara vercillata</i>		+		
18. <i>Maedleriella monilifera</i>		+		
19. <i>Maedleris phaera pseudoulmensis</i>		+		
20. <i>Nemegtichara prima</i>				+
21. <i>N. secunda</i>				+
22. <i>N. tertia</i>				+
23. <i>N. quarta</i>				+
24. <i>Gobichara deserta</i>				+
25. <i>G. nigra</i>				+
26. <i>G. tenera</i>				+
27. <i>G. rubra</i>				+
28. <i>G. alba</i>				+
29. <i>Grovesichara kielani</i>				+
30. <i>G. stepanovi</i>				+
31. <i>Peckichara lefeldi</i>				+
32. <i>Groftiella grambasti</i>				+
33. <i>Girogona sp.</i>				+
34. <i>Charites minutissima</i>				+
35. <i>Atopochara ulanensis</i>		+		

M. tatarinovi и *M. reshetovi*, отличающиеся, как указывают В.Б. Суханов и П. Нармандах, от широко распространенного в маастрихте Монголии вида *M. elegans*. Это свидетельствует о непрерывном существовании рода на границе мела и палеоцена и изменениях только на видовом уровне, т.е. об определенной преемственности палеоценового комплекса. Из позднего палеоцена известны только *Macrobaena mongolica* и новый род и вид *Pseudochrysemys gobiensis*.

Таким образом, при решении вопроса о границе мела и палеогена мы имеем дело с геологическими и биостратиграфическими фактами.

Геологические факты.

1. Установлено, что на границе мела и палеогена резко сократились области седиментации, что хорошо иллюстрирует "Геологическая карта Монгольской Народной Республики" [1973].

2. Палеоценовые отложения имеют резко сокращенные мощности по сравнению с маастрихтом (нэмэгтская свита).

3. В отличие от верхнемеловых, преимущественно субаквальных (озерных и озерно-аллювиальных фаций), в палеоцене преобладают субаэральные (делювиально-пролювиальные) и в меньшей степени аллювиальные отложения, что свидетельствует об изменившихся палеогеографических условиях, связанных, по-видимому, со значительной аридизацией климата.

Таблица 5

Распространение остракод в позднем мелу и палеоцене Монголии

Систематический состав	Барунгойотская свита K_2 cm	Нэмэгтская свита K_2 mst	Свита дзун-мод P_1 ?	Свита наран-булак P_1^2
1	2	3	4	5
1. <i>Cypridea cavernosa</i>	+	+	+	
2. <i>C. barsboldi</i>	+	+		
3. <i>C. punctilataeformis</i>	+	+		
4. <i>C. fracta</i>		+	+	
5. <i>Cypridea</i> sp.		+	+	
6. <i>Mongolianella</i> ex gr. <i>palmosa</i>	+	+		
7. <i>M. cuspidigera</i>	+	+		
8. <i>M. khamariniensis</i>		+		
9. <i>Timiriasevia</i> polymorpha		+		
10. <i>T.</i> ex gr. <i>polymorpha</i>	+	+		
11. <i>T. minuscula</i>		+		+
12. <i>T. costata</i>		+		
13. <i>T. transitoria</i>	+	+		
14. <i>T. naranbulacensis</i>				+
15. <i>T. ulanbulacensis</i>		+		+
16. <i>Rinocypris ingenicus</i>		+		
17. <i>R. (?) proprius</i>		+		
18. <i>Caganella mongolica</i>				+
19. <i>C. triviala</i>				+
20. <i>C. oblonga</i>				+
21. <i>C.</i> ex gr. <i>oblonga</i>				+
22. <i>C. badamgaravae</i>				+
23. <i>Caganella</i> sp.				+
24. <i>Lycocypris altanicus</i>	+	+		
25. <i>Cypridopsis (?) bugintsavicus</i>		+		
26. <i>Cypridopsis (?)</i> sp.				
27. <i>Candona altanulensis</i>		+		+
28. <i>Talicypridea obliquecostae</i>	+	+		
29. <i>T. biformata</i>		+	+	
30. <i>T. tsomtsoensis</i>				+
31. <i>Mongolocypris distributa</i>	+	+		
32. <i>Cypris (?) ectypa</i>		+		
33. <i>Gobiocypris tungurensis</i>	+			
34. <i>Cypria</i> sp.				+
35. <i>Darwinula</i> sp.				+
36. <i>Ilyocypris</i> sp.				+
37. <i>Mediocypris</i> sp.				+
38. <i>Candoniella</i> ex gr. <i>mordvilkoii</i>	+			
39. <i>C. albicans</i>				+
40. <i>Candoniella</i> sp.				+
41. <i>Limnocythere nemegtensis</i>				+
42. <i>L.</i> cf. <i>nemegtensis</i>				+
43. <i>Eucypris</i> sp.		+	+	+
44. <i>E. stagnalis</i>				+
45. <i>E. dashzevegi</i>				+

4. Палеоценовые отложения ложатся на маастрихт с размывом своими разными горизонтами, в разрезах Хашат и Наран-Булак — верхнепалеоценовыми слоями; в разрезе Хайчин — предположительно нижним палеоценом.

5. Местами (разрез Хашат) в разрезе верхнего мела — палеогена выпадает почти весь маастрихт, сохранившийся лишь в виде маломощного горизонта галечников.

6. В кровле маастрихтских отложений (разрез Хашат) и в низах верхнепалеоценовых отложений (разрезы Наран-Булак, Хайчин-1) отмечаются признаки выветривания и древнего почвообразования, что также свидетельствует о перерывах в осадконакоплении на границе мела — палеоцена.

Т а б л и ц а 6

Распространение конхострак в позднем мелу и палеоцене Монголии*

Систематический состав	Баинширэн-ская свита (сантон)	Нэмэгтская свита (маастрихт)	Свита наран-булак (верхний палеоцен)
1. <i>Spaerograpta</i> sp.	+		
2. <i>Eulimnadia drjachlovae</i>	+		
3. <i>Estherites nemegeticus</i>	+		
4. <i>E. globosus</i>		+	
5. <i>E. planus</i>		+	
6. <i>E. subcircularis</i>			+
7. <i>E. naranbulakensis</i>			+
8. <i>Altanestheria umbonata</i>			+
9. <i>A. angusta</i>			+
10. <i>A. argillosa</i>			+
11. <i>Paleoleptestheria</i> (?) <i>parmiformis</i>		+	
12. <i>P. bugintsavensis</i>		+	
13. <i>Lioestheria danzani</i>		+	
14. <i>L. naranensis</i>		+	
15. <i>L. mongolica</i>		+	

* Таблица составлена по данным В.Ф. Шувалова, Е.К. Трусовой и Д. Бадамгарав.

Т а б л и ц а 7

Распространение черепах в позднем мелу и палеоцене Монголии*

Систематический состав	Нэмэгтская свита (маастрихт)	Свита дэун-мод (нижний палеоцен?)	Свита наран-булак (верхний палеоцен)
<i>Mongolemys elegans</i>	+		
<i>M. barsboldi</i>	+		
<i>M. tatarinovi</i>			+
<i>M. reshetovi</i>		+	
<i>Mongolemys</i> sp.	+		
<i>Trionyx</i> sp.	+		
" <i>Neurankylus</i> " sp.	+		
? <i>Zangerlia</i> sp.	+		
<i>Macrobaena mongolica</i>			+
<i>Pseudochrysemys gobiensis</i>			+

* Таблица составлена по данным В.Ф. Шувалова, В.М. Чхиквадзе [1975], В.Б. Суханова, П. Нармандах [1976].

Биостратиграфические факты.

1. Позднемеловые динозавры и скорлупа их яиц встречаются только в отложениях нэмэгтской свиты (маастрихт).

2. Широко распространенные в верхнем мелу комплексы пресноводных моллюсков семейств тригоноидид, унионид, вивипарид, гидробиид нигде не переходят границы мела — палеогена [Мартинсон, 1961; Барсболд, 1972].

3. Архаичные млекопитающие встречаются в маастрихте, нижнем (?) и верхнем палеоцене Монголии. Из маастрихта известны: *Multituberculata* (4 рода), *Insectivora* (7 родов). 1 род мультитуберкулят обнаружен в нижнем, 2 — в верхнем палеоцене. Оттуда же известно 5 родов насекомоядных [Беляева и др., 1974]. Однако, как подчеркивают эти и ряд других исследователей [Kielan-Jaworowska, 1969, 1971; McKenna, 1969], существует значительный эволюционный разрыв между верхнемеловыми и палеоценовыми мультитуберкулятами и насекомоядными, что свидетельствует о значительном стратиграфическом перерыве.

4. Другие группы позвоночных из верхнего мела — палеоцена Монголии пока немногочисленны. Лишь по черепакам пока можно наметить отличия верхнемеловых и палеоценовых комплексов на родовом и видовом уровнях.

5. Материалы по беспозвоночным (остракоды, харофиты, конхостраки) показы-

вают более "нечеткий" характер границы мел — палеоген, фиксируемый изменениями родового, а чаще лишь видового состава.

Резюмируя приведенные факты, мы должны констатировать стратиграфический перерыв в континентальных отложениях Монголии на рубеже мела — палеогена. Это положение хорошо согласуется с существующим в литературе мнением о значительных изменениях палеогеографической обстановки на этом рубеже, проявившихся как в океанических бассейнах, так особенно на континентах [Меннер, Яншин, 1963; Jeletzky, 1961; Синицын, 1962; Габуния, 1969].

Эоцен

Эоценовые отложения в Центральной Азии были установлены при работах Центрально-Азиатской экспедиции американского Музея естественной истории. Ч. Берки и Ф. Моррис [Berkey, Morris, 1927] выделили эоценовые формации Аршанто (Arshanto), Тухум (Tuchum), Ирдын-Манга (Irdin Manha) и Шара-Мурун (Shara Murun). Эти формации распространены в пределах КНР. В более поздней работе Ч. Берки, В. Гренджер и Ф. Моррис [Berkey et al., 1927] выделили новые формации, и в частности эоценовую формацию Холболджи (Kholbolchi) в районе оз. Орок-Нур в Долине Озер, в пределах Монголии. В дальнейшем отложения эоцена были установлены в Юго-Восточной Монголии в основании разреза Эргилийн-Дзо (Ардын-Обо) работами Палеонтологической экспедиции АН СССР. Отложения этого района были выделены Д. Дашзэвгом [1961] в свиту хубсугул. Однако геологические и палеонтологические работы последних лет позволили пересмотреть возраст этих отложений и отнести их к нижнему олигоцену [Беляева и др., 1974; Яновская и др., 1977].

Эоценовые отложения Монголии повсеместно представлены озерными и озерно-аллювиальными фациями — зелеными, серыми, реже красно-бурыми глинами, алевролитами, песками с отдельными прослоями песчаников, гравелитов, реже галечников, общей мощностью до 100—120 м. Распространение эоценовых отложений ограничено центральной частью Ингэниховурской впадины и Долиноозерской депрессией, где их разрезы известны в районе озер Орок-Нур и Холболджи-Нур. По буровым материалам устанавливается, что эоценовые отложения в Долине Озер и в Предальтайской зоне развиты, по-видимому, более широко, чем предполагалось. Они входят в состав пестроцветной глинисто-алевритовой толщи, вскрываемой скважинами под красноцветами среднего — верхнего олигодена в Шаргаингобийской, Бэгэрской впадинах, в центральной и западной части Долины Озер; на востоке эоценовые отложения установлены в разрезе Хашат [Жегалло, Шевырева, 1976].

Представляется, что описание стратиграфии эоценовых отложений МНР надо начать с Заалтайской Гоби, с разреза Хайчин-Ула, где имеется взаимоотношение эоценовых и палеоэоценовых осадков.

В Заалтайской Гоби, в районе Хайчин-Ула-2, выше верхнепалеоэоценовых отложений, с размывом залегают осадки эоцена свиты хайчин [Шувалов и др., 1974 (рис. 8)]. Они представляют собой в разрезе Хайчин-2 (нумерация слоев по рис. 6) снизу вверх¹:

	Мощность, м
6. Песчаники светло-серые грубо- и разнозернистые, в основании с прослоями и линзами гравелитов. Последние прослеживаются по обнажению в виде узких длинных линз, маркируя границу размыва. Вверх они становятся более тонкими, содержат прослой алевритов и глин (первый костеносный горизонт)	до 20—25
7. Прослой алевритов и глин светло-серого и зеленоватого цвета с конкрециями лимонита (до 5—7 см), чередующимися с прослоями песков, часто с четкими косослоистыми текстурами. В этом слое хорошо выражены изгибы, смятия и другие деформации слоистости (рис. 9, см. вкл.)	10—12
Выше залегают существенно другая пачка пород, надстраивающая разрез эоцена в районе Хайчин-3.	
8. Алевролиты и глины зеленовато-серые, четко горизонтальные, содержащие прослой светло-серых известковистых песчаников с фауной (второй костеносный горизонт). В слое отмечаются тонкие (1—6 см) прослой корочек и уплощенных почковидных конкреций лимонита темно-бурого цвета.	4,0
9. Глины светло-зеленые, оливковые, очень тонко горизонтально-слоистые	3,0

¹ Для разреза Хайчин-Ула (Хайчин-1 и Хайчин-4) дается последовательная нумерация слоев.

10. Чередование светло-серых песков и алевролитистых зеленоватых глин, в верхах слоя с текстурами деформаций неотвердевшего осадка 4,0
11. Глины светло-зеленые горизонтально-тонкослоистые, содержащие прослой белых тонкозернистых песчаников (по 0,2–0,3 м) 6,0–7,0

В.Ф. Шувалов и другие [1974] выделяют в составе свиты Хайчин две пачки (горизонта), отличающиеся по литологическим особенностям. В описанном нами разрезе слои 6–7 отвечают хайчинскому, а слои 8–11 – гурилскому горизонту.

Выше разрез эоценовых отложений Хайчин-3 надстраивается пачкой светло-бурых разнозернистых песчаников, местами с косою слоистостью, чередующихся с алевролитами того же цвета. В верхах пачки масса белых мелких (2–3 см) округлых карбонатных конкреций. Общая мощность "бурой" пачки составляет 14–16 м.

В описанном разрезе свиты хайчин установлено два фаунистических горизонта (слой 6 и слой 8). В первом были сделаны основные сборы фауны [Решетов, 1979]: *Deperetella khaltchinulensis* Resh., *Teleolophus medius* Mat. et Grang., (?) *T. magnus* Rad., *Lophialetes expeditus* Mat. et Grang., *Breviodon minutus* Mat., et Grang. Н.С. Шевырева [1976] описала отсюда грызунов *Saykanomys chalchae* Shev., *Petrokoslovia notos* Shev., а Н.М. Яновская [1975] – *Microtitan mongolensis* Grang., et Greg.

Из свиты хайчин известны также рептилии и черепахи.

В 15 км к югу от Хайчин-Улы Д. Бадамгарав и В.Ю. Решетовым [1976] были обнаружены новые разрезы эоценовых отложений с фауной млекопитающих (местонахождение Хайчин-Ула-5). Они представлены светло-серыми олигомиктовыми песками, с прослоями зеленых и бурых глин, залегающими на палеоценовых отложениях свиты наран-булак.

В Долиноозерской депрессии эоценовые отложения известны вблизи оз. Орок-Нур, где изучено три достаточно полных разреза, выделяемых в свиту холболджи-нур. По-видимому, в этой части Долины Озер эоценовые отложения слагают самые низы разреза палеогеновых отложений, так как они залегают непосредственно на палеозое. Перекрываются они осадками нижнего и среднего–верхнего олигоцена.

Наиболее полный разрез эоценовых отложений вскрывается по левому берегу р. Туин-Гол, в 2–3 км от сомона Богдо; он принимался американскими исследователями за стратотип формации холболчи [Berkey et al., 1929]. Здесь на выветрелых палеозойских породах с небольшим (10–20°) падением на север залегают песчано-глинистая толща осадков, окрашенная в светло-желтые тона, мощностью до 40–50 м. Монгольское название этой местности Цаган-Хутэл (условно – Холболджи-Нур-1). Приводим описание этого разреза (снизу вверх):

- | | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Алевролиты и алевролитистые пески буровато-светло-серые с мелкими (1–3 см) карбонатными конкрециями | 8,0 |
| 2. Пески и алевролиты серые с линзами зеленоватых глин и мергелей; отмечаются также линзы (0,5–1,0 м) щепенистого материала, в верхах слоя – горизонт мергелистых конкреций белого цвета | 8,0–10,0 |
| 3. Галечники полимиктовые бурые (3–5 см в диаметре), хорошо окатанные, плотно сжуженные, почти без цементирующего материала; отдельные гальки сильно выветрелые, рассыпаются при ударе. Этот галечниковый прослой с размывом залегают на нижележащей пачке пород, срезая разные слои ее | 3,0–4,0 |
| 4. Галечники олигомиктовые, белые, цементированные рыхлым грубозернистым песком преимущественно кварцевого состава; верхи слоя представлены белым косослоистым песком | 2,0 |
| 5. Пачка песков, с прослоями алевролитов и глин бурого и желтоватого цвета; выше преобладают алевролиты и глины с линзами и прослоями белых мергелей. Пачка имеет четкое линзовидное строение; узкие длинные линзы, полого срезающие друг друга, в низах – песчанистые, в верхах – глинисто-алевритистые | 10,0–12,0 |
| 6. Глины и алевролиты светло-серые, местами зеленоватые и бурые. | 4,0–6,0 |

Выше в разрезе начинают преобладать светлые пески, сменяемые выше гравийно-галечной толщей нижнего олигоцена.

В описанном разрезе основные сборы фауны приурочены к верхней пачке, залегающей выше галечникового горизонта.

Отсюда известны *Pantodonta*: *Eudinoceras kholobolchiensis* Osb. et Grang.; *Orokhlambda prima* Dash.; *Perissodactyla*: *Helaletes mongoliensis* Mat. et

Gray., *Pataecops parvus* Rad., *Lophialetes expeditus* Mat. et Grand.¹, *Isectolophidae* gen. indet., *Isectolophus bogdulensis* Resh., *Rhodopagus* sp.¹².

Другой разрез эоценовых отложений расположен на правом берегу р. Туин-Гол, в местности Барун-Хуцын-Цав (Холболджи-Нур-2). Здесь на выветрелых породах палеозоя залегает песчано-глинистая пачка пород (до 25–30 м) с преобладанием глин красно-бурого цвета в низах разреза и косослоистых и горизонтально-слоистых серых песков и алевроитов в верхах разреза. Литологически разрез близок верхней пачке разреза Цаган-Хутэл. По сборам Д. Дашзэвэга из верхов этого разреза известен следующий состав фауны: *Pantodonta*: *Pantolambdodon bogdensis* Dash.; *Perissodactyla*: *Gobhippus menneri* Dash., *Breviodon* sp.

Третий разрез эоценовых отложений – Мэнхэн-Тэг – расположен в 20–25 км северо-западнее разреза Цаган-Хутэл на восточном склоне долины Хунук, в 2 км к юго-западу от колодца Гун-Худук. Этот район выходов эоценовых отложений упоминается также в работе американских исследователей [Berkey et al., 1929], где они выделили под формацией хсанда-гол формацию элеген (*Elegen*). Разрез Мэнхэн-Тэг является одним из опорных в Долине Озер, поскольку здесь выходят осадки эоцена (свита холболджи-нур), перекрытые осадками нижнего олигоцена и свиты шанд-гол (средний – верхний олигоцен). Послойное описание этого разреза приведено в работе Д. Бадамгарав и других [1975]. Эоценовые отложения представлены двумя пачками: нижней, состоящей из буроватых глин, алевроитов и песков с линзами выветрелых галечников, и верхней, состоящей из песков, алевроитов и характерного слоя кирпично-красных глин (до 6–10 м), который служит маркирующим горизонтом кровли эоцена.

В разрезе Мэнхэн-Тэг фауна млекопитающих встречается преимущественно в верхней пачке. В песках ниже красноцветной пачки глин Д. Дашзэвэгом был определен род *Teilhardia* (?) sp., а В.Ю. Решетовым – *Breviodon* sp. В красноцветных глинах имеются также обломки панцирей черепах. Этот разрез при детальном палеонтологическом исследовании может быть очень перспективным.

У северного борта Долины Озер эоценовые отложения образуют нижнюю часть серии "подшандгольских" осадков. Они представлены светло-серыми олигомиктовыми песками, галечниками, чередующимися с прослоями зеленых, красных и бурых глин (разрезы Буйлясутун-Худук, Душу-Шара-Ула, южное подножие хребта Их-Аргаланту-Нуру). Залегают эти аллювиально-озерные отложения на палеозое или нижнем мелу с резким несогласием, достигая мощности 40–60 м [Бадамгарав и др., 1975].

В центре Долиноозерской депрессии, а также в Бэгэрской и Шаргаингобийской впадинах Предалтайской зоны, судя по буровым скважинам, наблюдается та же последовательность "подшандгольской" серии. Однако состав эоценовых отложений меняется; они представлены только озерными фациями – зелеными, бурыми глинами, алевроитами, переходящими в мергели с прослоями белых известняков, мощность их возрастает до 80–100 м. Отнесение этих отложений к эоцену основывается на литологическом сходстве пород с изученными разрезами. Верхняя граница эоцена в разрезах скважин устанавливается по подошве толщи белесых олигомиктовых галечников и песков нижнего олигоцена. Такое различие разрезов эоцена прибортовых и центральных частей крупных межгорных впадин отражает фациальную обстановку их накопления.

Крайний восточный пункт выходов эоцена зафиксирован в разрезе Хашат [Жегалло, Шевырева, 1976], где на палеоэоценовых осадках с размывом залегает пачка зеленых и бурых глин, песков и алевроитов с фауной *Gomphos elkema* (см. рис. 6).

Эоценовые отложения Заалтайской Гоби (свита хайчин) и Долины Озер (свита холболджи) близки между собой по фауне, литологическим признакам и своему стратиграфическому положению в общем разрезе палеогена (табл. 8). Они имеют общие роды тапироидов – *Breviodon* и *Lophialetes*. Возраст отложений этих свит определяется в пределах среднего – первая половина верхнего эоцена на основании сравнения их фаун с фаунами формации Ирдын-Манга (КНР) [Беляева и др., 1975; Решетов, 1979]. Общими с фауной Ирдын-Манга являются следующие роды: *Panto-*

¹ Сборы и определения Д. Дашзэвэга [1980].

² По работе В.Ю. Решетова [1979].

Таблица 8

Распространение млекопитающих эоцена по основным местонахождениям Монголии

Систематический состав	Хайчин-Ула-2	Хайчин-Ула-3	Холболджи-Нур-1	Холболджи-Нур-2	Мэнхэн-Тэг
1. <i>Perissodactyla</i> :					
<i>Breviodon minutus</i>	+				
(?) <i>B. minutus</i>		+			
<i>Breviodon sp.</i>	+			+	+
<i>Lophialetes expeditus</i>		+	+		
<i>Lophialetes sp.</i>	+				
<i>Teleolophus medius</i>		+			
<i>T. magnus</i>		+			
<i>Teleolophus sp.</i>	+		+		
<i>Rhodopagus sp.</i>	+				
<i>Helaletes mongoliensis</i>			+		
<i>Pataecops parvus</i>	+		+		
(?) <i>Teilhardia sp.</i>	+				+
<i>Triplophus sp.</i>	+				
<i>Microtitan mongoliensis</i>	+				
2. <i>Pantodonta</i>					
<i>Eudinoceras kholobolchiensis</i>			+		
<i>Pantolambdaodon bogdensis</i>				+	
<i>Orokhlambda prima</i>			+		
3. <i>Condylarthra</i>					
<i>Hapalodectes sp.</i>	+		+		
4. <i>Artiodactyla</i> :					
<i>Gobiohippus menneri</i>	+				
5. <i>Rodentia</i>					
<i>Saykanomys chalchae</i>	+				
<i>Petrokoslovina notos</i>	+				

donta: *Eudinoceras*, *Pantolambdaodon*; *Perissodactyla*: *Lophialetes*, *Breviodon*, *Teleolophus*, *Rhodopagus*, *Triplophus* (-*Caenolopnus*); *Helaletes*, *Microtitan*; *Artiodactyla*: *Gobiochyuus*; *Condylarthra*: *Hapalodectes*.

Более низкое стратиграфическое положение в пределах нижнего — части среднего эоцена, вероятно, занимает надхашатинская толща (с *Gomphos elkema*) в разрезе Хашат. Ее кровля ограничивается датировкой 51 ± 3 млн. лет [Габуня и др., 1975; Жегалло, Шевырева, 1976].

Олигоцен

Олигоценные отложения распространены широко во всем южном секторе страны, протягиваясь от Юго-Восточной Гоби до крайних западных районов как предальтайской, так и заалтайской части этого региона. Олигоценные отложения литологически четко разделяются на два горизонта. К нижнему олигоцену относится аллювиальная толща светло-желтых песков, гравийников и галечников преимущественно олигомиктового состава с прослоями зеленоцветных и красноцветных глин (свита эргилин-дзо и ее аналоги); в центральных частях впадин эти грубые отложения сменяются озерными осадками — зелеными глинами, алевролитами, песками, иногда с прослоями мергелей. К среднему — верхнему олигоцену относится красноцветная, преимущественно песчано-глинистая толща в основном пролювиально-делювиального генезиса, выделяемая в свиту шанд-гол (для восточной части страны) и свиту бэгэр (для западной части страны).

Нижний олигоцен охарактеризован бронтотериевой фауной; средний — верхний олигоцен — индрикотериево-цагономисовой фауной.

Нижний олигоцен (свита эргилин-дзо и ее аналоги). Стратотип нижнего олигоцена Монголии находится в Юго-Восточной Гоби в 15–18 км к северу от сомона Хатан-Булак. Этот разрез был открыт в 1922 г. [Berkey, Morris, 1927в] и рассматривался в качестве стратотипа формации ардын-обо нижнего олиго-

Таблица 9

Схема расчленения разреза Эргилин-Дзо

Berkey, Morris, 1927 в; Osborn, 1923, 1925, 1929		И.А. Ефремов, 1954		Д. Дашзэвэг, 1971		Н.М. Яновская, В.Н. Курочкин, Е.В. Десяткин, 1977			
Нижний олигоцен	Формация Ардын-Обо	Зона Brontops gobiensis	Верхний черепаховый горизонт	Нижний олигоцен	Свита хэцү-цав	Зона Ergilemys insolutus		Слон хэцү-цав	
			Главный костеносный горизонт			Верхняя	Зона Embolotherium ergiliense		Верхняя аллювиальная пачка
			Средний костеносный горизонт		Свита эргилин-дзо нижняя	Зона Brontops gobiensis			
			Нижний черепаховый горизонт			Зона Protembolotherium efremovi			Слон хубсугул
		Верхний зоцен	Фауна "Холмов Новожилова": Protembolotherium efremovi, Caenolophus promissus, ? Amynodon mongoliensis	Верхний зоцен	Свита хубсугул				

цена (табл. 9). Фауна млекопитающих в Эргилин-Дзо американскими исследователями была собрана в основном в средней части разреза. Выше этого уровня (100 футов от поверхности) был обнаружен *Cadurcodon ardynensis* Osborn, а в низах разреза — *Parabrontops gobiensis* Osborn, *Menodus mongoliensis*. Последний был отнесен позднее В. Грэнжэром и В. Грегори к *Embolotherium* sp. или *Titanodectes* sp.

Вся фауна Эргилин-Дзо была отнесена Г. Осборном к "зоне жизни *Brontops gobiensis*" и коррелировалась с нижней титанотериевой зоной формации Чадрон Северной Америки, относимой к нижнему олигоцену.

При работах Монгольской палеонтологической экспедиции АН СССР в разрезе Эргилин-Дзо было выделено два разновозрастных горизонта — верхнеэоценовый и нижнеолигоценный [Рождественский, 1949; Ефремов, 1954]. Нижний горизонт приурочен к так называемым Холмам Новожилова, которые расположены в 2–2,5 км к северу от основного обрыва Эргилин-Дзо и сложены светло-серыми песками и красными глинами. В связи с находками в этих холмах *Protembolotherium efremovi* Janovsk., *Caenolophus promissus* Mat. et Greg. и (?) *Amynodon mongoliensis* Osborn вмещающие отложения были отнесены к верхнему эоцену. Е.И. Беляева [1952], описавшая отсюда ценолофуса, сближала его с *Caenolophus promissus* из средне-, верхнеэоценовой формации Шара-Мурун. Н.М. Яновская [1954] указывала, что род *Protembolotherium efremovi* представляет собой раннюю, мало специализированную стадию *Embolotheriidae*, он был предком рода *Embolotherium* и характерен для верхнего эоцена Монголии.

Д. Дашзэвэг [1966, 1971а] предложил разделять разрез на три свиты: хубсугул (верхний эоцен), эргилин-дзо (с двумя подсвитами) и хэцү-цав; последние он отнес к нижнему олигоцену. На основании своих сборов и анализа распределения по разрезу ранее описанной фауны Дашзэвэг выделяет в разрезе нижнего олигодена сверху вниз три зоны: 1) зону *Ergilemys insolutus*, 2) зону *Embolotherium ergiliense* и 3) зону *Brontops gobiensis*. В свите хубсугул им выделяется зона *Protembolotherium efremovi*. Эти зоны им коррелируются с зонами позднего эоцена — раннего олигодена Северо-Восточного Китая. Надо, однако, заметить, что эта схема основана на не вполне точной привязке фауны к разрезу, особенно не по собственным сборам.

Наши работы были направлены на выяснение геологии всего местонахождения, и особенно на точное положение в разрезе фаунистических находок. Работы на Эр-

гилин-Дзо проводились в 1970 г. совместно с В.И. Жегалло, Е.Н. Курочкиным и И.Г. Лискун и дополнительно нами в 1974 г.

Все нижнеолигоценые отложения района Эргилин-Дзо нами объединяются в свиту того же названия, а за разными литологическими пачками сохраняются названия слоев, предложенные ранее Дашзэвгом (см. табл. 9).

Наиболее полные разрезы нижнего олигоцена расположены на широтном участке обрывов Эргилин-Дзо на протяжении 20–25 км (от Эргиль-Обо до колодца Аман-Ус) с востока на запад (рис. 9 (вкл.)–10). Приведем описание разреза у Эргиль-Обо (сверху вниз):

	Мощность, м
С л о и х э ц у - ц а в. 1. Гравийники и мелкие галечники, местами сцементированные до рыхлых конгломератов, косослоистые, хорошо окатанные рыжевато-бурые	до 10,0
2. Пески разнозернистые желтые до оранжево-красных косослоистые, с прослоями алевроитов и включением редкой гальки	2,3
С л о и х э ц у - ц а в з а л е г а ю т п о р е з к о й г р а н и ц е н а в е р х н е й (а л л о в и а л ь н о й) п а ч к е э р г и л и н - д з о .	
3. Песчаники карбонатные, белые плотные	0,5
4. Пески косослоистые светло-бурые, местами ожелезненные, с линзами рыхлых песчаников. В слое отмечаются вертикально ориентированные цилиндрические (3–5 см в диаметре) стяжения типа	3–4
5. Пески тонкозернистые, белые, хорошо промытые, горизонтально- и тонкослоистые	2–3
6. Пески того же состава, но сильно прокрашенные в темно-бурый цвет железисто-марганцовистыми оксидами	3–5
7. Пески серые, розовато-серые, послойно ожелезненные, местами сцементированы до рыхлых песчаников, в основании слоя гравелиты	8–10
8. Пески грубозернистые, желтые, с прослоями рыхлых "катунных" конгломератов, состоящих в основном из переотложенных карбонатных конкреций нижележащей пачки. В основании слоя четкий размыв	18–20
Н и ж н я я (о з е р н а я) п а ч к а э р г и л и н - д з о . 9. Мергели и мергелистые белые и зеленоватые глины, горизонтально-слоистые, с прослоями рыхлых песчаников светло-серого цвета. В слое масса текстур trace fossils, в основании размыв, подерживаемый "катунным" конгломератом с гравием и мелкой галькой	8–10
С л о и х у б с у г у л . 10. Глины красные неслонистые, в верхах пятнисто окрашенные (красные и зеленые), в низах намечается горизонтальная слоистость, маркируемая прослоями (до 1 м) зеленоватых глин	видимая до 12–16

Никаких фаунистических находок из красноцветной толщи глин неизвестно. Возраст слоев хубсугул определялся фауной, собранной в 2,5 км севернее Эргиль-Обо, в "холмах Новожилова". Здесь наблюдается литологически другая толща – белые кварцевые косослоистые пески с галькой и гравием, содержащие линзы зеленоватых и розоватых глин и алевроитов (мощностью до 10 м). Эта пачка песков залегает с размывом на красных глинах, тождественных слоям хубсугул и близка по всем литологическим признакам свите эргилин-дзо основного разреза. Гипсометрически эта пачка пород в "холмах Новожилова" оказывается ниже на 20–25 м, чем самые нижние выходы слоев хубсугул в стратотипе. Видимо, поэтому она и включалась И.А. Ефремовым, Н.И. Новожиловым, Д. Дашзэвгом и другими в состав красноцветной толщи глин верхнего эоцена.

Геологические исследования, а также новые сборы фауны из "Холмов Новожилова" позволили прийти к следующим выводам. Было установлено, что обрывы Эргилин-Дзо, имеющие четкое прямолинейное широтное простирание, являются краем платообразной возвышенности, поверхность которой очень полого падает на юг. В разрезах северного уступа этого плато (собственно бэдленды Эргилин-Дзо) наблюдается падение слоев (5–10°) также на юг. Прямолинейный характер уступа, многочисленные колодцы и родники вдоль его северного подножия свидетельствуют об его тектонической обусловленности. У подножия обрывов Эргилин-Дзо (в районе колодца Севхуль) нами наблюдались отдельные разломы, секущие породы олигоцена и ориентированные согласно простиранию основного обрыва. Вблизи этих разломов, являющихся отражением основного дизъюнктива того же простирания, наблюдались крутые (до 30–35°) дислокации осадочных пород. Указанные признаки однозначно говорят о наличии разлома у подножия обрывов Эргилин-Дзо, отделяющего их от "холмов Новожилова".

Разрез "холмов Новожилова" соответствует средней части стратотипа свиты эр-

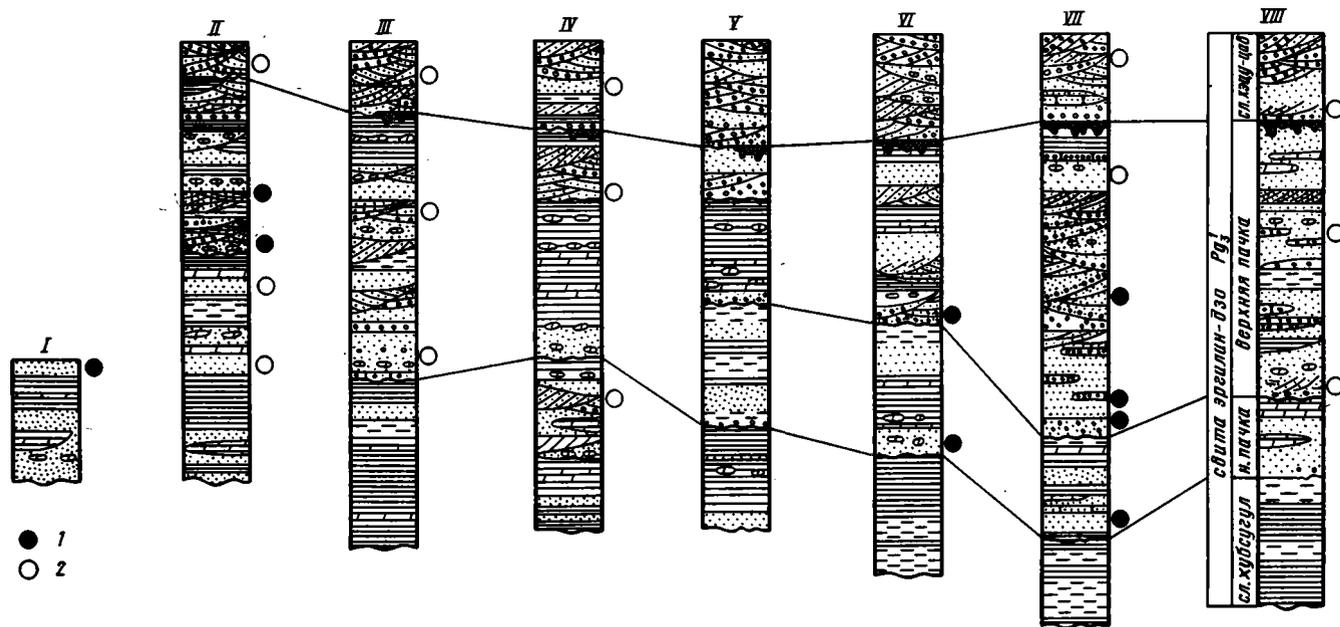


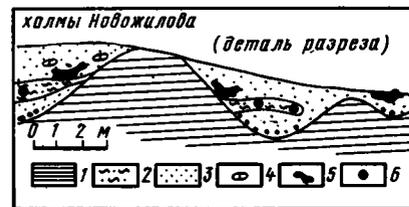
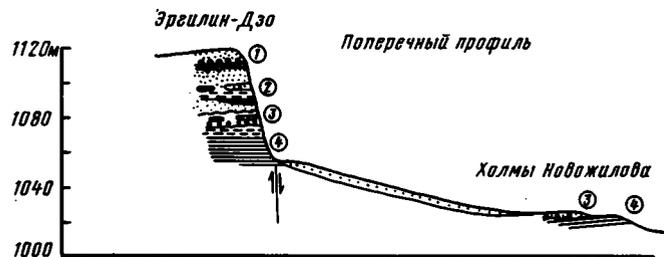
Рис. 10. Опорные разрезы нижнего олигоцена района Эргилин-Дзо (составил автор)

I – Сангин-Обо; II – Баян-Цав; III – Аман-Ус; IV – Обн. 7028; V – Обн. 7029; VI – Обн. 7030; VII – Себхуль-Худук; VIII – Эртиль-Обо

1 – основные местонахождения; 2 – отдельные сборы фауны млекопитающих

На врезке – строение раскопа холмов Новожилова (составил Е.Н. Курочкин): 1 – красные глины; 2 – розовые суглинки; 3 – белые пески; 4 – карбонатные конкреции; 5 – черепа бронтотериев; 6 – отдельные кости млекопитающих

Поперечный профиль: 1 – слой Хэцу-Цав; 2 – верхняя пачка; 3 – нижняя пачка; 4 – слой Хубсугул



гилин-дзо — ее озерной пачке. Новые палеонтологические сборы подтверждают геологические данные [Яновская и др., 1977] и исключают, таким образом, верхнезоценовый возраст этих отложений. В "холмах Новожилова" сейчас известны: *Parabrontos gobiensis*, *Protembolotherium efremovi*, *Erimanteoceras robustus*, *Metatitan relictus*, ? *Titanodectes ingens*, *Cadurcodon ardynensis*, *Miomerys* sp., *Amynodontidae* gen., а также черепахи ? *Melanochelys elongata*, *Platystermidae* gen., *Trionychidae* gen., *Testudinoidea* fam.

Первые два вида бронтотериев известны из свиты эргилин-дзо. Н.М. Яновская указывает, что вид *Erimanteoceras robustus* более прогрессивен, чем *E. formosus* из зоценовых отложений Ирдын-Манга (Китай) и *E. praecursor* из верхнего зоцена Казахстана. Род *Erimanteoceras* близок к роду *Manteoceras* из верхнего зоцена Вайоминга (горизонты С и D формации Бриджер), но более прогрессивные признаки вида и его совместное нахождение с раннеолигоценовыми бронтотериями позволяет продолжить диапазон его распространения до нижнего олигоцена включительно. Раннеолигоценовый возраст *Parabrontos gobiensis* хорошо обоснован Г. Осборном [Osborn, 1925]. Он коррелируется с зоной *B. brachycephalus* (формация Чадрон). *Metatitan relictus* известен из раннего (формация Улан-Гочу и Хульджин) олигоцена Китая, где встречается совместно с *Embolotherium*. Род *Protembolotherium* занимает промежуточное положение между позднезоценовым родом *Rhinotitan* (формация Шара-Мурун) и нижнеолигоценовым родом *Embolotherium* [Яновская, 1954].

Таким образом, палеонтологических оснований для выделений верхнего зоцена в стратотипе Эргилин-Дзо не имеется. Однако определенное различие в фауне бронтотериев нижней (*Protembolotherium*) и верхней частей свиты (*Embolotherium*), а также присутствие видов, тесно связанных с верхнезоценовыми формами (*Erimanteoceras robustus*, *Coenolophus promissus*), свидетельствует об определенной разновозрастности низов и верхов свиты эргилин-дзо в пределах нижнего олигоцена.

Разрез свиты эргилин-дзо при прослеживании на запад на расстоянии 15–20 км сохраняет свои основные особенности. Надо отметить, что в кровле верхних слоев эргилин-дзо местами появляется четко выраженный горизонт ископаемой почвы. Он представлен коричнево-бурым прослоем (до 2 м) песчанистых глин с вертикальной отдельностью, с карбонатными стяжениями. Разделение на два слоя средней части стратотипа также сохраняется, хотя и менее четко. В западных разрезах появляются в верхней части прослой и длинные, до нескольких сот метров, линзы (до 10–15 м) красных неслоистых глин. Нижние (озерные) слои повсеместно выделяются своим светло-серым, почти белым цветом, для них характерны линзы мергелистых глин, мергелей с кальцитовыми и баритовыми конкрециями. Местами, как и в верхних слоях, встречаются линзы и прослой красных глин, сходных со слоями хубсугул.

Генетически отложения свиты эргилин-дзо разнофациальны: верхняя часть ее относится к аллювиальным образованиям, в средней части разреза они сменяются озерной толщей. С востока на запад также происходит фациальное замещение аллювиальных осадков на озерные. Общая мощность свиты эргилин-дзо составляет около 80–100 м.

Нижнеолигоценовые отложения в Юго-Восточной Гоби развиты достаточно значительно: Д. Дашзэвэг [1971а] отмечает их в 70 км к востоку от Эргилин-Дзо (останец Гуа-Тэг), вблизи станции Дзамын-Удэ (обрыв Хоэр-Дзан). Здесь они занимают значительные площади, протягиваясь на юг на территорию Китая. По-видимому, современные поля выходов этих отложений являются фрагментами олигоценовой гидросети, широко развитой ранее в Юго-Восточной Гоби. Залегают отложения нижнего олигоцена на палеозое и на верхнем мелу.

Основная фауна нижнего олигоцена Монголии приведена в табл. 10.

В Долине Озер нижнеолигоценовые отложения занимают четкое стратиграфическое положение между средне-, верхнезоценовыми осадками свиты холболджинур и красноцветными средне-, верхнеолигоценовыми осадками свиты шанд-гол. Хотя эти отложения еще не имеют палеонтологического обоснования, вполне определенное стратиграфическое положение позволяет считать их возрастным аналогом свиты эргилин-дзо [Девяткин, 1970; Бадамгарав и др., 1975]. Отложения нижнего олигоцена широко развиты в Долине Озер, обнажаясь главным образом вдоль северного и южного бортов этой депрессии. Их распространение было прослежено нами

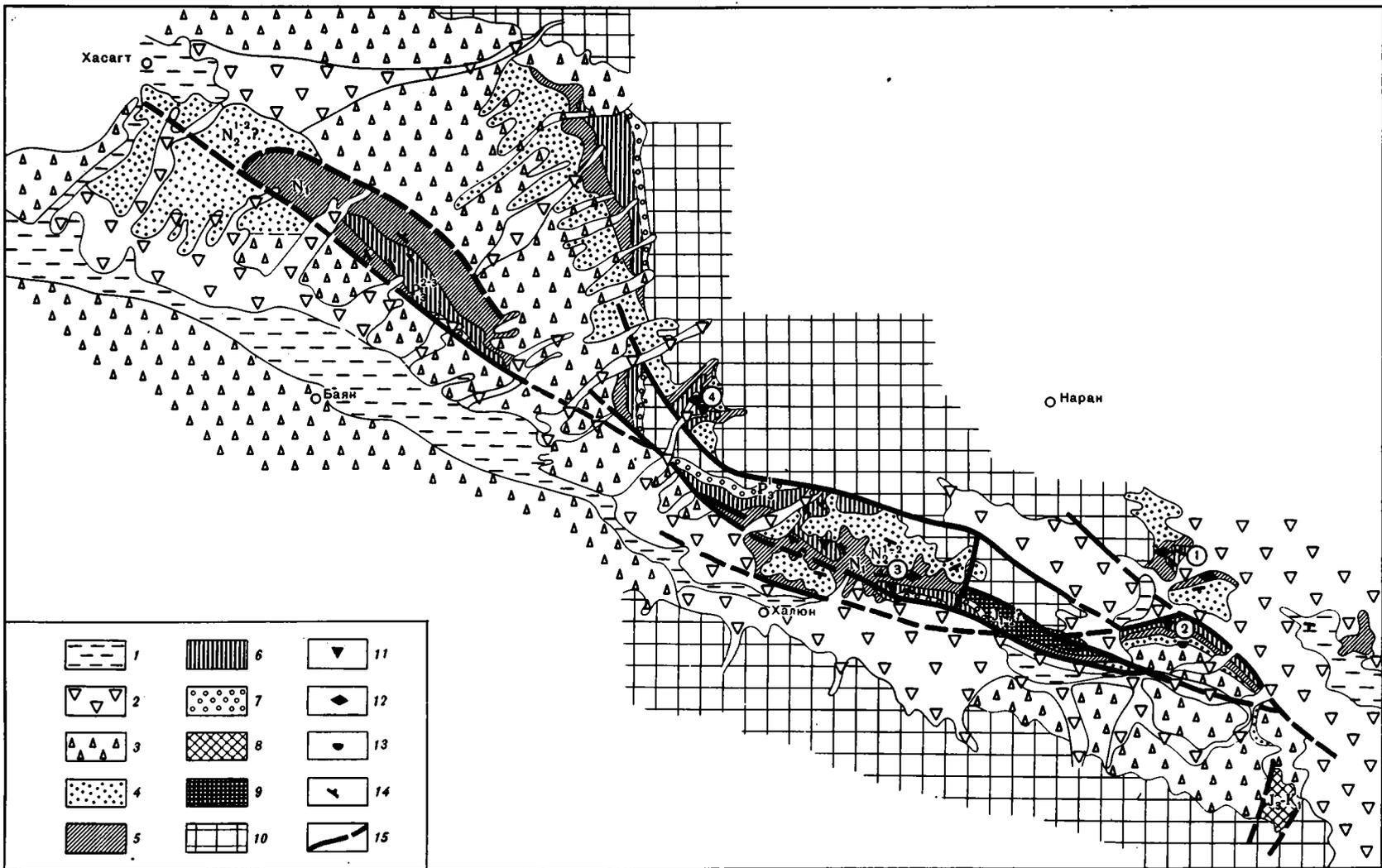
Таблица 10

Фауна млекопитающих нижнего олигоцена Монголии [по Дашзэвэгу, 1971; Яновской и др., 1977]

Систематический состав	Эргилин-Дэо	Хоер-Дзан	Гуа-Тэг
1	2	3	4
1. <i>Lagomorpha</i>			
<i>Desmatolagus robustus</i>	+		
2. <i>Rodentia</i>			
<i>Ardynomys olseni</i>	+		
<i>A. vinogradovi</i>	+		
<i>Morosomys silenti</i>	+		
<i>Eumys</i> sp.	+		
3. <i>Carnivora</i>			
(?) <i>Cynodictis</i> sp.	+		
<i>Ardynictis furunculus</i>	+		
<i>hyaenodon eminus</i>	+	sp.	
<i>Pterodon mongoliensis</i>	+		
4. <i>Perissodactyla</i>			
<i>Epimanteoceras robustus</i>	+		
<i>Parahrontops gobiensis</i>	+		
<i>Metatitan relictus</i>	+		
<i>Protembolotherium efremovi</i>	+	sp.	
<i>Embolotherium andrewsi</i>	+		
<i>E. ergilense</i>	+		+
? <i>Titanodectes ingens</i>	+		
<i>Schizotherium avitum</i>	+		
<i>Colodon inseptus</i>	+		
<i>Colodon</i> sp.	+		
<i>Ardynia praecox</i>	+	+	
<i>Caenolophus promissus</i>	+		
? <i>Aminodon mongoliensis</i>	+		
<i>Cadurcodon ardynensis</i>	+	+	+
<i>Gigantamynodon cessator</i>	+		
<i>Hypsamynodon progressus</i>	+		
<i>Symphysorhachis brevirostris</i>	+		
5. <i>Artiodactyla</i>			
<i>Ergilobia gobiensis</i>	+		
<i>Archaeotherium</i> sp.	+		
<i>Brachyodus</i> sp.	+		
<i>Lophimeryx angarae</i>	+		
<i>L. gobiae</i>	+		
<i>Miomeryx altaicus</i>	+		
<i>Miomeryx</i> sp.	+		
<i>Gobiomeryx dubius</i>	+		
<i>Eumeryx</i> sp.	+		
6. <i>Insectivora</i>			
? <i>Palaeoscapter</i> sp.	+		
? <i>Ictopidium</i> sp.	+		

от р. Байдарик-Гол (на западе) до южного подножия хребта Их-Аргаланту-Нуру (на востоке), т.е. почти на протяжении 200 км. Отложения нижнего олигоцена рассматривались Н.А. Логачевым [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963] в составе свиты орок-нур широкого стратиграфического диапазона (эоцен — олигоцен).

Опорным разрезом нижнего олигоцена может служить разрез Мэнхэт-Тэг. Здесь с размывом на красноцветных глинах эоцена залегают светло-серые, почти белые кварцевые пески с линзами и прослоями хорошо окатанных галечников олигомитового состава (5–7 м). Выше по разрезу начинают преобладать алевроиты, зеленоватые и розовые мергелистые глины (6–8 м) с карбонатными конкрециями. Завершается разрез пачкой светло-серых песков и гравелитов (10–12 м), постепенно сменяющихся вверх красноцветными глинами среднего — верхнего олигоцена. В песках и гравелитах этого разреза имеются кости крупных млекопитающих, эмаль зубов носорогообразных, щитки панцирей черепах.



В прибортовых частях впадины в разрезах нижнего олигоцена преобладают хорошо окатанные галечники и валуны, грубые пески с прослоями красных глин мощностью до 60 м (разрезы Тацин-Гол, Буялсутун-Худук и др.).

Подобные отложения широко развиты к северо-западу и западу от изученного нами района, залегая на поверхности Южно-Хангайского плато и встречаясь в долинах рек на цоколях самых высоких террас (реки Бадарик-Гол, Буридуин-Гол, Нарин-Гол и др.). Геологи экспедиции ГДР, проводившие картирование этого района, в составе палеогена выделяют (снизу вверх) две толщи: 1) толща выветрелого галечника; 2) свита красных суглинков — кварцевого гравия.

Ряд маршрутов, проведенных нами по площади их работ, показал, что "свита красных суглинков" является полным аналогом свиты шанд-гол и содержит фауну, характерную для среднего — верхнего олигоцена. Нижележащая пачка "кварцевого гравия" является, по-видимому, стратиграфическим аналогом нижнего олигоцена центральных частей Долины Озер. Не исключено, что и часть "толщи выветрелого галечника", образованного за счет разрушения и сноса материала коры выветривания, может датироваться нижним олигоценом.

Особенно четкие взаимоотношения "выветрелых галечников" и "кварцевого гравия" со свитой шанд-гол видны в устьевой части долины р. Буридуин-Гол. Они встречаются на обоих бортах этой долины, залегая на цоколях самых высоких (до 90—120 м) террас. В направлении к югу их мощность увеличивается и прослеживается перекрытие этих отложений красноцветными глинами свиты шанд-гол. Отложения нижнего олигоцена северного борта Долины Озер по своим литологическим особенностям и условиям залегания могут рассматриваться как остатки древних палеоделт, вдававшихся во впадину.

Судя по керновому материалу скважин, пробуренных в центральной части впадины, разрез нижнего олигоцена здесь меняется: преобладают пески, алевриты, глины с мергелистыми прослоями и карбонатными конкрециями — отложения озерного генезиса. Однако их общий литологический облик — преимущественно кварцевый состав терригенных компонентов, "белоцветность", карбонатность — сохраняется, как и в разрезах прибортовых частей депрессии.

Во впадинах Предалтайской зоны осадки, залегающие под красноцветными глинами свиты бэгэр, были выделены в свиту хан-тайшири [Девяткин, Лискун, 1967; Девяткин, 1970]. Для этой свиты была принята датировка нижний — средний олигоцен. Однако резкое литологическое отличие этой свиты, представленной преимущественно белыми кварцевыми песками, гравийниками и галечниками с прослоями зеленых глин и мергелей (основная часть разреза), от вышележащей красноцветной глинисто-алевритовой свиты бэгэр заставило нас выделить эту толщу в самостоятельную свиту. Фауна среднего олигоцена была обнаружена в самых верхних частях свиты хан-тайшири (в переходных прослоях красных глин). Вероятно, основная часть свиты хан-тайшири должна параллелизоваться с нижнеолигоценовыми отложениями Долины Озер и других районов Монголии.

В Бэгэрнурской впадине имеются два разреза свиты хан-тайшири, описание которых дано нами ранее [Девяткин, 1970]. Мощность свиты в прибортовых частях составляет 50—70 м, в центре впадины увеличивается до 120—150 м. Осадки свиты хан-тайшири прослеживаются в основании разреза олигоцена в узком грабене, соединяющем Бэгэрнурскую и Шаргаингобийскую впадины (рис. 11). Она представлена толщей светлых олигомиктовых песков, с линзами галечников и гравийников, с прослоями зеленоватых и розоватых песчанистых глин и алевритов. Видимая мощность у сомона Халюн не менее 70—100 м. Крайне интересен в этом разрезе горизонт коры выветривания, развитый по кровле свиты хан-тайшири и перекрытый красноцветными осадками свиты бэгэр. Он прослеживается по обнажению на несколько сот метров и выделяется яркой (красной и белой) окраской. А.Г. Черняховский

Рис. 11. Карта кайнозойских отложений района сомона Халюн

1 — озерно-пролювиальные отложения (I_m-p_l Q_{3.4}); 2-3 — пролювиальные отложения (p_l Q_{3.4} и Q_{2.3}); 4 — свита алтан-гэли (N₁²⁻³); 5 — свита ошин (N₁); 6 — свита бэгэр (P₃²⁻³); 7 — нижнеолигоценовые отложения; 8 — верхняя юра — нижний мел; 9 — нижняя — средняя юра; 10 — палеозой и граниты; 11-13 — местонахождение фауны (11 — олигоцен, 12 — миоцен, 13 — плиоцен). Цифры на карте: 1 — Бэгэр-1; 2 — Бэгэр-2; 3 — район сомона Халюн; 4 — Шинэ-Ус; 14 — элементы залегания; 15 — разломы

и П. Хосбаяр [1973] выделили в коре выветривания сапролитовую и почвенную зоны. В сапролитовой зоне (до 15 м) отмечается интенсивная дезинтеграция обломочного материала, выщелачивание и разрушение слюд, полевых шпатов, с образованием белесой сыпучки. Вверх по разрезу этой зоны глинистое вещество приобретает почти чистый каолиновый состав. В двух иллювиальных горизонтах почвенной зоны (до 5 м), представленных плотными глинами, сцементированными до очень твердого состояния (плита), отмечается смешанный монтмориллонит-каолиновый состав глинистого вещества.

Кора выветривания по кровле нижнего олигоцена имела, по-видимому, широко региональное распространение во всем южном секторе Монголии. Об этом свидетельствуют как непосредственные ее находки в разрезах, так и сам состав нижне-олигоценых отложений, доминирующую роль в которых играют олигомиктовые породы. Это дало основание геологам ГДР выделять "толщу выветрелого галечника" на Южно-Хангайском плато.

Отложения нижнего олигоцена, представленные теми же литологически сходными осадками, обнаружены в прибортовых частях Шаргаингобийской, Ихэснурской, Дээргенской впадин [Девяткин, 1970; Девяткин, Жегалло, 1974] и вскрыты бурением в их центральных частях под красноцветными глинами среднего – верхнего олигоцена. Так же, как и для Долины Озер, устанавливается изменение фациального состава – от аллювиальных у бортов, до озерных в центральных частях впадины. Их мощности уменьшаются в северо-западном направлении, достигая одного-двух десятков метров.

Надо отметить, что в ряде мест на северо-восточных предгорьях Монгольского Алтая отмечаются маломощные фрагменты покровов белощетных олигомиктовых галечников. Обычно они встречаются в прибортовых частях речных долин на значительной (100–150 м) высоте [Slowanski, 1970]. Имеются такие отложения и на территории Западной Тувы, по р. Могун-Бурень [Девяткин, 1965]. По характерному литологическому составу и их геоморфологическому положению они весьма сходны с галечниками Южно-Хангайского плато. Это позволяет относить подобные образования к нижнему олигоцену и рассматривать их как фрагменты аллювия древней гидросети.

Во впадинах Заалтайской Гоби отложения свиты хан-тайшири распространены лишь вдоль южного склона Монгольского Алтая и в отдельных тектонических впадинах северо-западной части Заалтайской Гоби. В Бурунхурайской впадине они вскрываются скважинами под красноцветными глинами свиты бэгер и представлены кварцево-полевошпатовыми песками, гравелитами, галечниками с прослоями зеленоватых мергелистых глин. Известны они также в Алак-Нурской и Захойской впадинах, где залегают на выветрелых породах палеозоя и представлены грубыми валунниками и галечниками. В более восточных районах Заалтайской Гоби осадки нижнего олигоцена были обнаружены В.Ф. Шуваловым и другими [1974] у юго-восточного окончания Гобийского Алтая.

Средний – верхний олигоцен (свита шанд-гол и ее аналоги). Отложения среднего – верхнего олигоцена очень широко развиты в Монголии – от Котловины Больших Озер до Юго-Восточной Гоби; установлены как в предалтайской, так и в заалтайской частях территории. Они венчают разрез палеогеновых осадков и представлены однотипным составом пород – красноцветными глинами, алевролитами, песками, реже песчаниками, гравелитами. Их красноцветная окраска, сходный состав, примерно близкие, сравнительно небольшие (30–40, редко до 100 м) мощности, а главное, хорошая палеонтологическая охарактеризованность делают этот горизонт своеобразным "стратиграфическим репером" – опорным маркирующим горизонтом в стратиграфической схеме кайнозоя Монголии. Отложения среднего – верхнего олигоцена связаны постепенным переходом с подстилающими осадками нижнего олигоцена и во всех изученных разрезах с размывом перекрываются миоценовыми образованиями.

Генетически отложения этого возраста также достаточно однотипны. Это суб-аэральные, преимущественно делювиально-пролювиальные образования с горизонтами ископаемых почв [Лискун, Бадамгарав, 1977]. Их геоморфологическая позиция – приуроченность к бортам впадин, залегание в пониженных частях древнего рельефа поверхности выравнивания, с которой они тесно связаны, фациальные из-

менения — подтверждает их генезис. Во впадинах эти отложения становятся тоньше, представлены преимущественно песчанистыми глинами и алевролитами, сильно карбонатными, иногда с прослоями мергелистых глин и песчаников. Это, по-видимому, отложения периферических частей делювиально-пролювиальных шлейфов, иногда содержащие мелководно-озерные, такырные фаши. В южных районах страны отмечается слабая загипсованность этих отложений. Однако общая однотипная красноцветная окраска пород среднего — верхнего олигоцена сохраняется повсеместно.

Отложения среднего — верхнего олигоцена имеют наиболее полную палеонтологическую характеристику, в настоящее время известно около 30 местонахождений этого возраста [см. рис. 2].

Ниже приводим описание стратиграфии этих отложений по разным структурно-геоморфологическим зонам.

Д о л и н а О з е р. Отложения олигоцена были выделены здесь Ч. Берки и Ф. Моррисом [Berkey, Morris, 1927b] в формацию Хсанда-Гол (Hsanda-Gol), развитую в низовьях рек Туин-Гол и Тацин-Гол. В работе Ю. Меллета [Mellet, 1968] приведен подробный список фауны млекопитающих из открытых американской экспедицией местонахождений; среди них упоминается "Большой каньон", являющийся сухим руслом Татал-Гола. Общий состав млекопитающих среднего — верхнего олигоцена дан в табл. 11.

Последующие исследования [Ефремов, 1954; Рождественский, 1954; и др.] и данные геологических съемок 50—60-х годов показали очень широкое развитие олигоценовых отложений по всему северному борту Долины Озер и на Южно-Хангайском плато. Эти отложения (видимо, с включением и подстилающих осадков) были выделены Н.А. Логачевым [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963] в свиту орок-нур.

Изучались эти отложения Е.В. Девяткиным (1970), Д. Дашзэвгом [1970], Т.В. Николаевой [1971], Д. Бадамгарав и другими [1975]. Д. Дашзэвг предложил для них название свиты шанд-гол (монгольское название сайра, по которому американцы дали название формации). Для западных районов Монголии Е.В. Девяткиным и И.Г. Лискуном [1967] эти отложения были выделены в свиту бэгэр. Детальное описание разрезов среднего — верхнего олигоцена Долины Озер дано нами в двух работах [Девяткин, 1970; Бадамгарав и др., 1975].

Стратотипом свиты шанд-гол служит разрез по правому борту русла в 2—3 км ниже местонахождения Лоо (Лу-Усу-Худук). Здесь снизу вверх обнажаются белые гравелистые пески (нижний олигоцен) видимой мощностью 3—5 м, на которых залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Глины желтовато-коричневые, до красных, неслоистые, с включениями гипса . . .	5,0
2. Пески белые, местами бурые ожелезненные, в низах сцементированные до песчаников (0,5—1,0 м)	3,0—4,0
3. Глины красные (от темных до светлых тонов), песчаные, с прослойками мелкого гравия и уплотненными линзами песчаников (0,1—0,2 м)	7,0—8,0
4. Песчаники известковистые светло-красные и розоватые	0,5
5. Глины коричнево-красные неслоистые с желваками белых мергелистых конкреций (0,1—0,2 м в диаметре)	1,0—1,5

Выше с размывом, подчеркнутым окатышами из красных глин и белых карбонатных конкреций, залегают зеленовато-светло-серые пески основания миоценовых отложений (свита лоо).

В описанном разрезе мощность свиты шанд-гол не превышает 20 м, по-видимому, за счет размыва ее кровли. Вообще, стратотип свиты, предложенный американскими исследователями, не очень удачный. Более полные разрезы свиты шанд-гол видны в прекрасных обнажениях по обоим бортам сайра Татал-Гол в 15—18 км к западу от Шанд-Гол.

На левом берегу сухого русла Татал-Гол снизу вверх обнажаются:

1. Пески белые грубые гравелистые	видимая 3,0—4,0
2. Глины красные песчаные, местами с уплотненными конкреционными стяжениями	5,0
3. Глины красные тонкие плотные неслоистые с пятнами и выцветами марганцевистых окислов черного цвета	4,0

Таблица 11

Список фауны млекопитающих среднего – верхнего олигоцена по основным местонахождениям Монголии

Систематический состав	Местонахождения								
	Шанд-Гол, Татал-Гол и другие местонахождения Долины Озёр	Цаган-Обо 1,5	Буйясутуйн-Худук	Их-Арганланту-Нуру	Бэгэр-2	Мэнхэн-Тэг	Шунхт	Цахир	Хатан-Хайерхан
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1. Insectivora									
<i>Palaeoscaptor acridens</i>	+	cf.					+		
<i>P. rectus</i>							+		
<i>Tupaia morrisi</i>	+								
? <i>T. minutus</i>	+								
<i>Exallerox hsandagolensis</i>	+								
2. Lagomorpha									
<i>Sinolagomys tatalgolicus</i>	+	+							
<i>Ochotonolagus argyropuloi</i>	+						+		
<i>Desmatolagus gobiensis</i>	+								
<i>D. robustus</i>	+							+	
? <i>Gobiolagus teilhardi</i>	+								
<i>Procaprolagus vetustus</i>	+								
<i>P. mongolicus</i>	+								
<i>P. orlovi</i>	+								
<i>P. maximus</i>	+								
<i>Agispelagus simplex</i>	+								
<i>A. youngi</i>	+								
3. Rodentia									
? <i>Plesispermophilus lohicus</i>	+								
<i>Prosciurus</i> sp.	+								
<i>Pseudocylindrodon mongoliense</i>	+								
<i>Tsaganomys altaicus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Cyclomytus</i> (= "Pseudotsaganomys") <i>lohensis</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Selenomys mimicus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Cricetops dormitor dormitor</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>C. dormitor elephantus</i>	+						+		
<i>Eumys asiaticus</i>	+								
<i>Tachyrictoidea</i> (= "Aralomys") <i>obrutschewi</i>	+	+			+				
<i>T. pachynathus</i>	+								
<i>Beatomys bisus</i>	+	+	+						
<i>Tataromys sigmodon</i>	+								
<i>T. plicidens</i>	+					?			
<i>T. deflexus</i>	+								
<i>Karakoromys decessus</i>	+								
<i>K.</i> (? = <i>Leptotazomys</i>) sp.	+						+		
<i>Woodomys chelkaris</i>	+							+	
4. Deltatheridia									
<i>Didymoconus</i> (= "Tshelkaria") <i>colgatei</i>	+						+		
<i>D. berkeyi</i>	+								
<i>Hyaenodon parvagus</i>	+								
<i>H. aymardi</i>	+								
<i>H. ambiguus</i>	+						+		
<i>H. compressus</i>	+							sp.	

Таблица 11 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
5. Carnivora									
<i>Amphictieps shackelfordi</i>	+								
? <i>Cynodictis elegans</i>	+								
? <i>C. constans</i>	+								
<i>Amphicynodon teilhardi</i>	+								
<i>Palaeogale ulysses</i>	+ cf.								
<i>P. parvula</i>	+						+		
<i>Plesictis</i> sp.	+								
<i>Palaeoprionodon gracilis</i>	+								
<i>Nimravus</i> sp.	+								
<i>Proailurus</i> sp.	+								
6. Perissodactyla									
<i>Indricotherium transouralicum</i>	+							sp.	
7. Artiodactyla									
<i>Eumeryx culminis</i>	++					+			
<i>Miomeryx</i> sp.	+							+	
<i>Pseudomeryx gobiensis</i>	+							+	
<i>Palaeohypsodontus asiaticus</i>	+								

Примечание. 2 — по Ю. Меллету [Mellet, 1968], сводный список с добавлениями Н.С. Шевыревой [1975]; 3—6 — сборы Е.В. Девяткина, Д. Бадамгарав, М.Л. Борисоглебской, И.Г. Лискуна, определения Н.С. Шевыревой; 7—8 — сборы и определения Д. Дашзэвэга; 9 — по В.Ф. Шувалову и В.Ю. Решетову [1974]; 10 — сборы М.Л. Борисоглебской, Е.В. Девяткина.

Мощность, м

4. Базальты темно-серые, почти черные, мидалекаменные, с пустотами и трещинами, выполненными кальцитом; кровля базальтов (20–30 см) довольно сильно выветрелая — породы трещиноваты и разрыхлены. до 2,0–3,0
5. На неровной кровле базальтов, в эрозионных понижениях, развиты плотные розовато-белые мергели (до 0,5 м). Выше их залегает пачка красных песчанистых неслоистых глин с черными выцветами марганца. Отмечаются прослой и линзы уплотненных песчаников, которые иногда образуют конкреционные стяжения уплощенно-округлой формы. Верхи пачки глин отличаются более тонким составом. 10,0–12,0
- Общая мощность свиты шанд-гол здесь не превышает 25 м.

Прослой базальтов, описанный в разрезе левого борта Татал-Гол, ниже по руслу выклинивается. На правом борту этого же русла в разрезе красноцветной толщи олигоцена базальтов нет. Фауна млекопитающих встречается как под базальтовым прослоем, так и выше него, где отмечено ее обильное скопление.

С приближением к северному борту Долины Озер в междуречье рек Туин-Гол и Тацин-Гол и далее к востоку имеется ряд хороших разрезов свиты шанд-гол. Они имеют примерно такой же состав, но их мощности возрастают до 80–100 м [Бадамгарав и др., 1975]. Распространение этих отложений и основные местонахождения фауны показаны на карте.

В центральных частях Долины Озер красноцветные отложения свиты шанд-гол повсеместно вскрываются скважинами под неогеновыми толщами. Буровые работы, проводимые Баян-Хонгорским гидрогеологическим управлением, установили их от Далан-Дзадгада (на востоке) до Гоби-Алтая (на западе), где они смыкаются с полями красноцветных олигоценых глин, откартированных польской экспедицией [Slowanski, 1970b].

В разрезах свиты шанд-гол по северному борту Долины Озер имеются несколько прослоев базальтов. Нижний из них вскрывается в русле Татал-Гол, прослеживаясь по ряду разрезов к востоку, в русло Хсанда-Гол, обнажаясь в районе местонахождения Лоо и Улан-Тологой. У горы Душу-Шара-Ула эти базальты состоят из трех потоков, разделенных красноцветными глинами; здесь устанавливается связь потоков базальтов с самим неокковым телом Душу-Шара-Ула. Два прослоя базальтов в разрезе свиты шанд-гол имеются и на правобережье р. Тацин-Гол (бригада Цаган-Обо). Верхний из них хорошо виден в обнажениях, а нижний установлен бурением. Зона

нижнего контакта базальтов выражена в виде спекшихся осветленных глин с мощностью до 1–1,5 м. Вблизи некка Душу-Шара-Ула в основании потока базальтов имеются маломощные (до 2 м) прослои туфов.

Абсолютные датировки (по K–Ar) были получены из нижнего горизонта базальтов в р-не Татал-Гол. Ю. Меллет [Mellet, 1968] дает для них $31 \pm 0,2$ млн. лет; определения, выполненные нами из этого же прослоя базальтов, составили 32 ± 2 млн. лет. Из верхнего горизонта базальтов получена датировка 24 ± 3 млн. лет [Габуня, Девяткин, Рубинштейн, 1975]. Миоценовые базальты, перекрывающие свиту шандгол, у сомона Богдо имеют, по данным Л.В. Фирсова, датировку $20 \pm 0,5$ млн. лет [Бадамгарав и др., 1975].

Прослои базальтов в составе свиты шандгол и залегающие на ее кровле довольно часты на Южно-Хангайском плато. Местами видно непосредственное прорывание осадочного разреза свиты некками и штоками базальтов.

Кроме многочисленных местонахождений фауны млекопитающих в Долине Озер, нами было обнаружено два местонахождения фауны наземных моллюсков [Присяжнюк и др., 1975]: В.А. Присяжнюк, определявший наши сборы, отмечает близость этой фауны к олигоценовым – нижнемиоценовым комплексам Европы и Казахстана. Им были описаны следующие формы: *Gastrocopta (Kazachalbinula) devjatkini*, *G. (K.) shand-golica*, *G. (Sinalbinula?) sp.*, *G. (Privatula?) primitiva*, *Pupoides steklovi*, *Vallonia sp. 1, 2*.

Предальтайские впадины (Бэгэрская, Шаргаингобийская, Ихэснурская, Дзергенская) также являются районами широкого развития отложений среднего – верхнего олигоцена, которые выделяются здесь в свиту бэгэр [Девяткин, Лискун, 1967; Дашзэвэг, 1970; Девяткин, 1970; Девяткин, Жегалло, 1974]. В Бэгэрской впадине стратотипом этой свиты является разрез на ее южной окраине в основании большого бэдленда, протягивающегося почти на 30 км вдоль дороги от сомона Бэгэр в сомон Халиун. В западной части этого обрыва имеется следующий разрез свиты бэгэр (снизу вверх), залегающей на свите хан-тайшири (рис. 12):

	Мощность, м
1. Пачка переслаивающихся песчаных кирпично-красных и темно-бурых глин с линзами (до 1,5 м) песчаников и гравийных среднеокатанных галечников	35
2. Глины кирпично-красные песчаные, однородные	15
3. Пачка красновато-бурых "мусорных" песчаных глин с линзами и прослоями слабоокатанных гравийных галечников; отмечаются глинисто-карбонатные конкреции в верхах пачки.	30

Генетически отложения относятся к пролювиально-делювиальным с присутствием озерных и такырных фаций в низах разреза. Выше с размывом и несогласием залегают неогеновые отложения свиты ошин.

Породы свиты бэгэр выходят по северному борту грабена между Бэгэрской и Шаргаингобийской впадинами. Они также залегают на песчано-галечниковой толще свиты хан-тайшири и представлены ярко-красными песчанстыми глинами с прослоями щепеневатых песков и гравия. Наиболее хорошие разрезы свиты известны в окрестностях сомона Халиун, по р. Шинэ-Ус. Перекрываются осадки свиты бэгэр с размывом свитой ошин неогенового возраста. В ряде мест в разрезе свиты нами была собрана фауна млекопитающих. Положение этих местонахождений показано на геологической карте (см. рис. 11). Красноцветы свиты бэгэр прослеживаются вдоль предгорий хребта Хасагту-Хайрхан, сохраняя примерно тот же разрез и мощность около 60–80 м.

Другой тип разреза свиты характерен для центральных частей Шаргаингобийской впадины. Об этом можно судить по разрезу свиты, вскрытому по разлому вблизи сомона Баян и по данным бурения. Они представлены красными тонкими параллельно-слоистыми озерными глинами, чередующимися с песчаниками. В глинах часты мергелистые белые послойно расположенные песчаниковые конкреции (5–10 см). В отдельных прослоях песчаников имеются отпечатки узких листьев водных растений. Общая мощность разреза свиты в озерных фациях оценивается в 100–120 м.

Отложения свиты бэгэр развиты и по северо-восточному подножию хребта Хасагту-Тайшири, они были выделены здесь польскими геологами. В долине р. Дзабхан эти отложения включают два прослоя базальтов [Beres, Rutkowski, 1970; Девяткин и др., 1973].

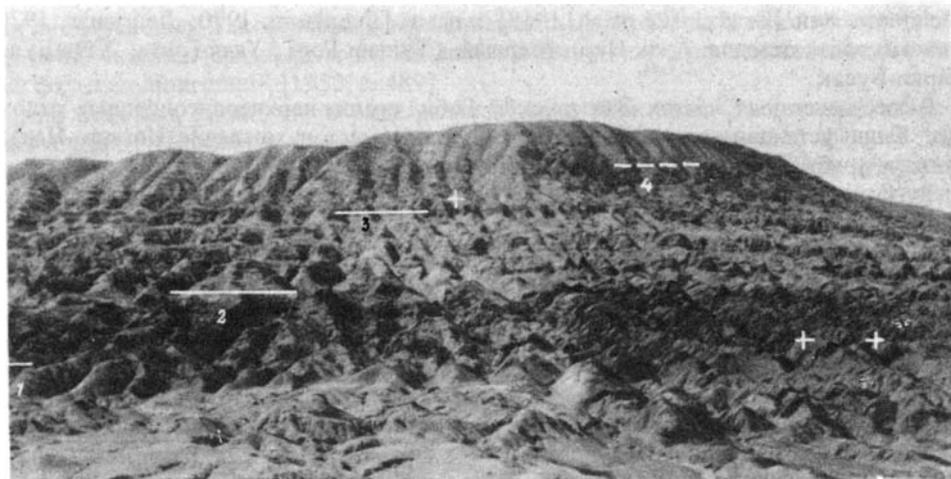


Рис. 12. Разрез палеогеновых и неогеновых отложений по южному борту Бэгэрской впадины (Бэгэр-2)

1 — свита хан-тайшири (P_3^1); 2 — свита бэгэр (P_3^{2-3}); 3 — свита ошин (N_1); 4 — свита алтан-тэли (N_2^{1-2}); 5 — местонахождения фауны млекопитающих отмечены крестом

Западнее, вдоль зоны Предалтайских впадин, отложения свиты бэгэр известны в разрезе Алтан-Тэли, где они залегают с несогласием на нижнемеловых породах и перекрыты миоценовыми отложениями свиты ошин. Их мощность около 20 м; в центре Дзергенской впадины их мощность, по данным электротзондирования, резко увеличивается [Slowanski, 1970в]. Анализ буровых материалов показывает, что олигоценые красноцветные глины широко развиты также в Хойсуингобийской впадине, где они перекрыты отложениями неогенового и четвертичного возраста.

В разрезе Ошин-Боро-Удзюр-Ула отложения свиты бэгэр представлены щебенистыми красноцветными глинами до 20 м мощностью, с размывом залегающими на юрских отложениях и перекрытыми осадками свиты ошин [Девяткин, Жегалло, 1974].

В Котловине Больших Озер отложения свиты бэгэр, представленные ярко-красными глинами и рыхлыми песчаниками, обнаружены нами у восточных подножий хребта Алтан-Хухэй, в районе родника Талын-Булак, где они залегают на коре выветривания гранитов и имеют мощность 50–60 м. Присутствие олигоценых отложений отмечается и в других местах Котловины Больших Озер.

Отложения свиты бэгэр неоднократно опробовались нами на палинологический анализ, но безрезультатно. Польские исследователи указывают в этих отложениях пыльцу *Picea* sp., *Tsuga* sp., *Ulmus* sp., *Gleicheniaceae*, cf. *Lygodium*, cf. *Mohria*, *Schizeneae*, *Gingkoales* sp., *Taxodiaceae* — *Taxaceae* — *Cypressaceae*, *Betula*, *Quercus*, *Alnus*. Все эти находки пыльцы связаны с разрезами, расположенными в предгорьях Монгольского Алтая.

В Заалтайской Гоби отложения среднего — верхнего олигоцена были установлены Польско-Монгольской палеонтологической экспедицией [Gradzinski et al., 1968] и нами [Девяткин, 1970; Дашзэвэг, 1970]. Они распространены у южного подножия Монгольского и Гобийского Алтая, протягиваясь от Бурунхурайской впадины до г. Далан-Дзадагада. Их состав остается постоянным — красные песчаные, щебневатые глины с прослоями песков и песчаников. В отличие от Предалтайских и Долиноозерских впадин отложения среднего — верхнего олигоцена приурочены к прибортовым частям Заалтайских впадин, не протягиваясь далеко от предгорий; лишь в Бурунхурайской впадине они установлены бурением в ее центре. Их мощность здесь меньше (до 20–30 м), чем во впадинах Предалтайской зоны и Долине Озер, более широко развита распыленная заглипсованность пород, почти нет в разрезе озерных отложений, а доминируют пролювиальные осадки.

Ряд местонахождений фауны в этих отложениях был обнаружен польскими ис-

следователями [Gradzinski et al., 1968] и нами [Девяткин, 1970; Дашзэвэг, 1970]. Это местонахождения Алак-Нур северный (Бунгин-Гол), Улан-Ганга, Хайч-Булак, Нарин-Булак.

В юго-восточных частях Заалтайской Гоби средне-верхнеолигоценовые отложения были установлены в районе Наран-Булак (местонахождение Ингени-Цав), а также у хребта Барун-Сайхан (Цахир) [Шувалов, Решетов, 1974].

В Среднегобийской депрессии отложения свиты шанд-гол развиты достаточно широко, но при геолого-съёмочных работах они часто не отделяются от верхнемеловых или индексируются как нерасчлененные палеоген-неогеновые. Однако основания для их выделения имеются. Д. Дашзэвэг [1970, 1971] в 15 км к востоку от сомона Манлай обнаружил богатое местонахождение фауны Шунхт.

В Восточной Монголии, как показывает проведенный нами ранее обзор стратиграфии этих районов [Геология МНР, т. 1, 1974], выделение олигоценовых отложений в самостоятельные свиты затруднительно. Это объясняется слабой разработанностью стратиграфии кайнозоя этих районов, связанной с плохой обнаженностью и отсутствием фаунистически охарактеризованных разрезов. Судя по анализу съёмочных и буровых материалов, красноцветные глинисто-песчаные отложения развиты здесь достаточно широко вплоть до южных окраин Хэнтея.

Палеонтологические материалы из средне-верхнеолигоценовых отложений Монголии изучаются почти 50 лет на основании сборов американской экспедиции 20-х годов, Палеонтологической экспедиции АН СССР, монгольских палеонтологов, Польско-Монгольской палеонтологической экспедиции, а также сборов совместных советско-монгольских палеонтологической и геологической экспедиций последних лет. Определенные итоги этих исследований даны в работах К.К. Флерова [1961]; И. Меллета [Mellet, 1968], Д. Дашзэвэга [1971]; Е.Н. Беляевой, Б.А. Трофимова, В.Ю. Решетова [1974], Н.С. Шевыревой [1976].

Основными доминирующими элементами фауны среднего – верхнего олигоцена Монголии являются грызуны, главным образом семейств *Cylindrodontidae*, *Crice-tidae*, *Rhizomyidae*, *Stenodactylidae*, непарнопалые (особенно носорогообразные), трагулиды, хищные (см. табл. 11). Эту фауну обычно называют индрикотериевой [Борисяк, Беляева, 1948]. Д. Дашзэвэг [1971a] предложил для фауны Монголии название индрикотериево-цаганомисовая по присутствию характерного рода *Tsaganomys*. Фауна среднего – верхнего олигоцена Монголии достаточно резко отличается от фауны нижнего олигоцена. Она содержит большое количество типично азиатских форм, доминировавших в это время в Северном Китае, Монголии, Казахстане и доходивших до Восточной Европы [Зоогеография палеогена Азии, 1974]. Возраст этой фауны определяется неоднозначно, хотя сейчас большинство палеонтологов относит ее к среднему олигоцену. Напомним, что Мэтью, Гренджер, Грегори, Осборн рассматривали фауну формации Хсанда-Гол в общем как олигоценовую [Berkey et Morris, 1927b]. Тейяр де Шарден [Teilhard de Chardin, Lerox, 1942] отнес ее к аквитану. После работ Палеонтологической экспедиции АН СССР отложения с фауной Шанд-Гол стали сопоставляться с индрикотериевой фауной Казахстана и датироваться средним олигоценом [Ефремов, 1954], хотя рядом палеонтологов допускался и нижнеолигоценовый возраст этой фауны.

Действительно, сходство шанд-гольской и индрикотериевой фаун как в родовом, так и в видовом составе большое. Общими видами являются *Indricotherium transuralicum*, *hyaenodon aymardi*, *Crice-tops dormitor*, *Cr. elephantus* и др. Имеются, однако, и определенные отличия, объясняемые особенностями разных палеоландшафтных обстановок [Флеров, 1961; Беляева и др., 1974; Зоогеография палеогена Азии, 1974].

Сама индрикотериевая фауна Казахстана (типичное местонахождение Челкар-Тениз) долгое время относилась к верхнему олигоцену, так как носороги рода *Epiacetherium*, известные из Челкар-Тениза (*E. turgaicum*), встречаются в Западной Европе в верхнем олигоцене. Позднее Буд отнес этого носорога к азиатскому роду *Allaceros*. Эти данные позволили понизить возраст индрикотериевых слоев до среднего олигоцена [Борисяк, 1948]. А.Л. Яншин, рассмотрев вопрос о возрасте индрикотериевой свиты и о возможности ее параллелизации с формацией Хсанда-Гол, отметил, что "среднеолигоценовый возраст индрикотериевой свиты бассейна р. Тургая, а следовательно, и чиликтинской свиты Северного Приаралья может быть при-

писан лишь условно. Такой возраст этих слоев весьма вероятен, однако он не может быть точно доказан сравнением их ископаемой фауны млекопитающих с ископаемыми фаунами Монголии” [1953, с. 489].

Важно отметить также, что в ряде районов Азии (Пакистан, Закавказье) и Восточной Европы (Румыния, Югославия) отложения с индрикотериевой фауной датируются поздним олигоценом [Габуния, 1964; Зоогеография палеогена Азии, 1974; и др.]. Таким образом, стратиграфический диапазон индрикотериевой фауны в пределах всего ее ареала может оцениваться средним — верхним олигоценом.

Более молодая фауна Казахстана, известная из асказансорской свиты, включает вместо индрикотериев более прогрессивный род *Paraceratherium*, вместо цилиндродонтов — грызунов из семейства *Cricetidae*, прогрессивных хищных, халикотериев, *Phillyllon* (*Borissiakia*) *betpakdalensis*, свинообразных (антракотерии). Такой комплекс в Монголии неизвестен; в Казахстане он датируется поздним олигоценом или ранним миоценом. В Монголии же прямо на свиту шанд-гол ложится свита ло (или низы свиты ошин), содержащие остатки среднемиоценовых мастодонтов, анхитериев, стефаноменусов.

Таким образом, создается представление о стратиграфическом несогласии и выпадении из разреза самых верхних горизонтов олигоцена (а, возможно, и самых нижних горизонтов миоцена). Однако решение вопроса о возрасте свиты шанд-гол должно проводиться с учетом как палеонтологических, так и геологических данных. Отложения свиты шанд-гол представляют собой верхнюю часть единой серии осадков, начавшейся формироваться, по-видимому, с низов олигоцена. Ее накопление приурочено к межгорным впадинам и их окраинам, которые испытывали постоянное прогибание в течение олигоцена и неогена. Оценивая унаследованное развитие этих впадин, довольно трудно предположить, что на рубеже олигоцена и миоцена могла быть существенная перестройка и изменение знака движения, которые привели бы к выпадению из разреза всего верхнего олигоцена.

Необходимо отметить еще одно обстоятельство. Сборы фауны из свиты шанд-гол проводились ранее не послойно, что дало бы возможность установить ее изменение в разрезе и, возможно, выявить определенную разницу фауны нижних и верхних горизонтов, а из всей толщи, часто в осыпи, что, естественно, создало впечатление об однородности и одновозрастности этой фауны. Вероятно, послойные, точно привязанные сборы смогут выявить стратиграфическую дифференциацию этой фауны. В этом отношении интересна работа Н.С. Шевыревой, которая пишет: “Предполагается, что *Beatomus bisus* и *Tsaganomys altaicus* существовали в различное время . . . , *T. altaicus* (средний олигоцен) был экологическим предшественником *B. bisus* (верхний олигоцен)” [1974, с. 144]. Эта разная степень развития у олигоценовых грызунов семейства *Cylindrodontidae* дает надежду на детальное биостратиграфическое разделение этой, кажущейся на первый взгляд, однородной фауны.

Важный материал для определения возраста свиты шанд-гол дают данные абсолютного датирования базальтов, залегающих в свите и перекрывающих ее [Mellet, 1968; Девяткин и др., 1973, 1978; Габуния и др., 1975]. Так, возраст базальтов из Татал-Гола (низы свиты) равен 32–33 млн. лет; из Тацин-Гола (верхи свиты) — 24 ± 2 млн. лет, а базальты, перекрывающие свиту шанд-гол и залегающие в основании миоцена, — $20 \pm 0,5$ млн. лет. Таким образом, геохронологический диапазон возраста свиты оценивается от 32 до 24 млн. лет, т.е. отвечает среднему — верхнему олигоцену [Габуния, Рубинштейн, 1968; Габуния, и др., 1975].

НЕОГЕН

Отложения неогенового возраста значительно распространены на территории МНР, преимущественно в ее западных и восточных районах — в Котловине Больших Озер, Предальтайских впадинах и Долине Озер, в Нилгинской, Чойбалсанской и Тамцагской депрессиях. Имеются также неогеновые отложения и в отдельных впадинах Хангая и Хэнтэя. В крупных межгорных впадинах неоген представлен преимущественно песчано-глинистыми, с прослоями мергелей и известняков, осадками аллювиально-озерного генезиса, а в горных районах — галечниками, грубыми песками аллювиального и пролювиального типа. Общие мощности неогена достигают 200–300 м. Окраска неогеновых отложений менее пестроцветная, чем у палеогеновых пород; преобла-

дают зеленоватые (миоцен), буровато-серые и бурые (плиоцен) тона. Степень стратиграфического расчленения неогеновой серии осадков очень неравномерная. Наиболее древние горизонты неогена известны в Долине Озер, а более молодые в Котловине Больших Озер и, по-видимому, в депрессиях Восточной Монголии. Новые и полные стратиграфические материалы получены по Котловине Больших Озер и Долине Озер, которые выделяются нами в качестве страторайонов для неогена Внутренней Азии [Девяткин, Жегалло, 1974; Бадамгарав и др., 1975]. Выработанная стратиграфическая схема неогена этих районов [Девяткин, Лискун, 1967; Девяткин, 1970; Геология Монгольской Народной Республики, 1973; и др.] является опорной для всей территории страны.

Миоцен нижний (?) – средний

Миоценовые отложения повсеместно залегают с разрывом на олигоценых отложениях свиты шанд-гол и ее аналогах. Этот разрыв является региональным, отмечая смену двух разных структурно-формационных комплексов. В разрезе миоцена Монголии выделяются две свиты – свита лоо, развитая в Долине Озер, и нижняя подсвита ошин, развитая в Предальтских впадинах и Котловине Больших Озер. Свита лоо датируется нижним (?) – средним миоценом; нижняя подсвита ошин является стратиграфическим аналогом, по-видимому, верхней части свиты лоо. В целом эти свиты охарактеризованы анхитериево-мастодонтовым типом фауны. Верхний миоцен представлен верхней подсвитой ошин с раннегиппарионовой фауной.

Свита лоо. Осадки нижнего миоцена были обнаружены американскими геологами [Berkey, Morris, 1927b] в Долиноозерской депрессии, в местности Лоо (на современных картах Лу-Усу-Худук), и выделены в формацию Лоо, представленную зелеными глинами мощностью до 30 м. В ней были обнаружены остатки *Valuchitherium mongoliensis* Osb., *Serridentinus gobiensis* Osb. Позднее М. Кретценом остатки белуджитерия были определены как *Gobitherium mongoliense* (Osborn).

Севернее в 8–10 км от разреза Лоо по левому берегу русла Шанд-Гол расположен другой разрез миоценовых отложений – Улан-Тологой, палеонтологически охарактеризованный значительно лучше. Здесь снизу вверх выходят:

	Мощность, м
1. Пески косослоистые, белые с линзами травя, мелкой гальки, содержащие прослой буроватых и зеленоватых глин. Эти отложения с разрывом залегают на свите шанд-гол	6,0–8,0
2. Глины бурые с пятнами и включениями белых желваков карбонатных конкреций (5–7 см)	2,0–3,0
3. Пески белые крупнозернистые, залегающие в виде выклинивающейся линзы. В песках основные сборы фауны крупных млекопитающих и грызунов	до 1,5–2,0
4. Глины светло-бурые комковатые	0,5
5. Пески грубые гравелистые с мелкой галькой	1,0–1,2
6. Пачка чередующихся бурых глин с мелкими карбонатными конкрециями и прослоями песков, в низах глины становятся зелеными с отдельными гумусированными прослоями	3,0–5,0
7. Глины бурые с линзами гравийников и серых песков	2,0–3,0
8. Глины красные, буровато-красные песчаные с прослоями песков, в слое отмечаются обломки крупных костей млекопитающих	10,0–12,0
9. Галечники мелкие хорошо окатанные, линзовидно-слоистые, в светло-буром песчаном заполнителе	4,0–6,0

Из местонахождений Улан-Тологой (вероятно, слой 3) сотрудниками Палеонтологической экспедиции АН СССР были определены *Serridentinus tologojensis* Bel., *Gobioscerus mongolicum* Sokolov, *Anchitherium aurelianense*, а также отмечались остатки мелких парнокопытных, хищников и носорогов [Беляева, 1952; Громова, 1952; Соколов, 1952]. В 1970–1971 гг. в этом местонахождении были сделаны новые сборы фауны; В.И. Жегалло, Е.Л. Дмитриевой и М.Б. Борисоглебской были определены *Tragulidae* (?), *Cervidae* sp., *Gazella* sp., *Bovidae* gen.; Е.И. Беляевой [1974] описан *Stephanocemas* sp., а И.А. Дуброво [1974] – *Zygodon gromovae* и *Serridentinus tologoensis*. В слое 3 была обнаружена костеносная линза с большим количеством костей мелких млекопитающих: *Insectivora* gen.?, *Paludotona* cf. *gobensis* Young., *Lagomerycinae* gen.?, *Sciuridae* gen.?, *Marmotinae* gen.?, *Aplodontidae* gen., *Dipodidae* gen.?, *Protalactaga* cf. *tunggurensis* Wood, *Protalactaga* sp., *Cricetodon* sp.

В.С. Зажигин, определявший эту фауну, указывает, что в Монголии это первое местонахождение догиппарионовой фауны с таким обилием мелких млекопитающих. Из всех улан-тологийских мелких млекопитающих в миоцене наиболее широко были распространены представители рода *Paludotona*. *P. gobiensis*, впервые описанная из Тунг-Гура, была обнаружена Н.С. Шевыревой в отложениях акжарской и сарыбулакской свит Зайсанской впадины. Возраст этих свит Б.А. Борисовым [1963] определяется как ниже-среднемиоценовый. Грызуны из Улан-Тологой, вероятно, кроме мелкого тушканчика *P. cf. tunggurensis*, представлены новыми видами, а некоторые, может быть, и родами. Проведенная в последние годы оценка возраста фауны Улан-Тологой показала ее большое сходство с фауной Тунг-Гура. Большинство палеонтологов датируют Улан-Тологой в настоящее время средним миоценом [Беляева, 1974; Дуброво, 1974; Дашзэвэг, 1975; Бадамгарав и др., 1975] (табл. 12).

Миоценовые отложения достаточно широко распространены по северному борту средней части Долины Озер. Повсеместно они залегают с размывом на красноцветных глинах олигоцена и представлены светло-серыми песками с прослоями зеленоватых глин и алевроитов; их мощность не превышает обычно 25–30 м. С приближением к борту впадины в них увеличивается количество галечного материала, разрезы приобрезают "аллювиальный" тип. Наоборот, в центральной части впадины буровыми скважинами вскрывается выше красноцветных глин свиты шанд-гол толща озерного генезиса — зеленоцветные глины, алевроиты с подчиненными прослоями песков и гравийников, изредка голубовато-серых мергелей и известняков. Мощность этих отложений увеличивается до 80–100 м. Они связаны постепенным переходом с однотипными породами плиоцена, залегающего выше.

В разрезе миоцена Долины Озер имеется несколько горизонтов базальтов. Нижний из них залегает в основании миоценовых отложений на красноцветах олигоцена на левобережье р. Туин-Гол. Для него получена датировка $20 \pm 0,5$ млн. лет [Девяткин и др., 1973]. Верхний покров базальтов венчает разрез миоценовых отложений на левобережье р. Тацин-Гол, вблизи бригады Цаган-Обо; он имеет возраст 17 ± 2 млн. лет [Габуния и др., 1975]. Из этого же покрова, в 10 км севернее Цаган-Обо, получена датировка $18,9 \pm 0,8$ млн. лет [Девяткин, Смелов, 1979]. Таким образом, эти датировки могут определять геохронологические пределы возраста свиты лоо и ее фауны.

Во впадинах Предалтайской зоны миоценовые отложения выделены в свиту ошин [Девяткин, Лискун, 1967; Девяткин, 1970]. Новые сборы фауны позволили разделить ее на две части. Нижняя подсвита содержит мастодонтово-анхитериевую фауну и может, по-видимому, сопоставляться со свитой лоо (или ее верхами) в пределах среднего миоцена; верхняя подсвита охарактеризована раннегиппарионовой фауной и датируется верхним миоценом. Литологические особенности этих двух подсвит довольно сходны, что не позволяет выделять их в две самостоятельные свиты, но отнесение их к разным биостратиграфическим горизонтам устанавливается сейчас достаточно уверенно [Девяткин, Жегалло, 1974].

Свита ошин (нижняя подсвита) распространена довольно широко во впадинах Предалтайской зоны; она представлена здесь своей нижней частью. Наиболее полный разрез в Бэгэрнурской впадине имеется на участке Бэгэр-1. Здесь вдоль северо-восточного подножия Монгольского Алтая она залегают на отложениях среднего — верхнего олигоцена с размывом и несогласием.

В отложениях часто встречаются округлые песчаниковые конкреции, содержащие кости млекопитающих. Здесь в разные годы были проведены сборы фауны млекопитающих. По сборам Е.Э. Разумовской [1946] А.Н. Рябининым были определены: *Carnivora*, *Aceratherium* sp., *Mastodontidae*, *Bovidae* gen.?; по сборам Палеонтологической экспедиции АН СССР в 1949 г. — *Serridentinus gobiensis* Alex., *Aceratherium gobiense* Bel., *Gazella* cf. *paotehensis*; по нашим сборам Е.И. Беляевой описан *Begertherium borissiakii* Bel. Фауна из местонахождения Бэгэр-1 относится ею к среднему — началу верхнего миоцена.

Западнее Бэгэрнурской впадины, в районе сомона Халюн, отложения свиты ошин достигают значительной (до 150 м) мощности. Они представлены в основании пачкой грубых песчаников (до 10–12 м), выше сменяющихся песками светло-серого и желтоватого цвета с прослоями и линзами зеленовато-серых и светло-бурых глин

Т а б л и ц а 12

Состав фауны млекопитающих нижнего (?) – среднего миоцена местонахождений Монголии

Систематический состав	Тунг-Гур	Улан-Тологой	Лоо	Бэгэр-1	Ошин (нижняя под-свита)
<i>Lagomorpha</i>					
<i>Paludotona gobiensis</i>	+	cf.			
<i>Rodentia</i>					
<i>Amblycastor tungurensis</i>	+				
<i>Monosaulax tungurensis</i>	+				
<i>Protalactaga tungurensis</i>	+	cf.			
<i>Protalactaga</i> sp.		+			
<i>Cricetodon</i> sp.		+			
<i>Sciuridae</i> gen.?		+			
<i>Aplodontidae</i> gen.?		+			
<i>Marmotinae</i> gen.?		+			
<i>Dipodidae</i> gen.?		+			
<i>Carnivora</i>					
<i>Leptarctus neimenguensis</i>	+				
<i>Gobicyon macrognathus</i>	+				
<i>Proboscidea</i>					
<i>Serridentinus gobiensis</i>	+			+	
<i>S. mongoliensis</i>			+		
<i>S. tologoensis</i>		+			
<i>Platybelodon grangeri</i>	+				
<i>Zygalophodon gromovae</i>	+	+			
<i>Mastodontidae</i> gen.?				+	+
<i>Perissodactyla</i>					
<i>Anchitherium gobiense</i>	+				
<i>A. aurelianense</i>		+			
<i>Macrotherium brevisrostris</i>	+				
<i>Macrotherium</i> sp.	+				
<i>Gobitherium mongoliense</i>			+		
(= <i>Baluchitherium mongoliensis</i>)					
<i>Aceratherium gobiense</i>				+	sp.
<i>Begertherium borisiaki</i>				+	?
<i>Artiodactyla</i>					
<i>Listriodon mongoliensis</i>	+				
<i>Stephanocemas thomsoni</i>	+				
<i>Lagomeryx triacuminatus</i>	+	sp.			
<i>Dicrocerus grangeri</i>	+				
<i>Dicrocerus</i> sp.	+				
<i>Palaeotragus tungurensis</i>	+				
<i>Oioceras grangeri</i>	+				
<i>Oioceras noverea</i>	+				
<i>Gobiocerus mongolicus</i>		+			
<i>Gazella paothehensis</i>				+	+
<i>Gazella</i> sp.		+			
<i>Tragulidae</i> gen.?		+			
<i>Cervidae</i> gen.?		+			
<i>Bovidae</i> gen.?		+		+	
<i>Lagomerycinae</i> gen.?					+
<i>Cervulinae</i> gen.?					+

(до 50 м). Верхняя часть разреза свиты состоит из светло-желтых и беловатых гра-вельистых косослонных песков, в которых встречаются обломки крупных костей млекопитающих. По р. Шинэ-Ус в базальных слоях свиты ошин в 1970 г. В.И. Жегалло и М.Б. Борисоглебской были собраны остатки примитивных оленков из подсемейства *Lagomerucinae* и челюсть носорога из семейства *Indricotheriidae* (устное сообщение В.И. Жегалло). Можно предполагать, что здесь имеются самые базальные слои миоцена.

Необходимо подчеркнуть особенность разреза миоцена, вскрываемого скважинами в центральных частях впадин Предальтайской зоны. Они представлены цели-



Рис. 13. Разрез Алтан-тэли

1 — свита бэгэр (P_3^{2-3}); 2 — свита ошин (N_1); 3 — свита алтан-тэли (N_1^{1-2}) — стратотип; 4 — местонахождения фауны млекопитающих, отмечены крестом

ком озерными фациями — зеленоцветными глинами, мергелями, алевролитами с прослоями известняков (до 3–5 м), достигают мощности 100–150 м. Для них характерны прослои (до 0,5–1,0 м) с лигнитизированными растительными остатками, окрашивающими вмещающие породы в темно-серые и черные тона. В обнажениях растительный материал, по-видимому, не сохраняется, хотя в ур. Цабиг-Араг нами отмечались отпечатки узколистных водных растений. Таким образом, представление об "аридном" типе разреза миоцена, основанное на изучении лишь прибортовых обнажений впадин, будет неверным. С приближением к северо-западу Монголии разрез миоцена приобретает явные черты "гумидности" и в литолого-формационном отношении приближается к разрезам миоцена Алтая, где в кошагачское и турькское время формировались бурые угли [Девяткин, 1965].

В Дзэргэнской впадине отложения миоцена развиты довольно широко, обнажаясь в ее прибортовых частях. В разрезе Алтан-Тэли (рис. 13) они залегают с размывом на олигоценовых глинах свиты бэгэр и имеют следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. "Желтовато-серая пачка", сложенная в основании ярко-белыми комковатыми сливными песчаниками и известняками (1,0–1,5 м), выше состоящая из переслаивания желтовато-серых песков с мелким хорошо окатанным гравием и галькой, с прослоями серых плотных песчаников и серовато-желтых карбонатных алевроитов	20,0–22,0
2. "Зеленовато-серая пачка" переслаивающихся светло-бурых и зеленовато-серых карбонатных плотных алевроитов, с прослоями светло-серых кварцевых щебенистых гравийников. Верхняя часть пачки более однородная, преобладают зеленовато-серые и белесые алевроиты и мергелистые глины с карбонатными конкрециями; отложения аллювиального и озерно-аллювиального типа. В прослоях песков и алевроитов встречаются обломки костей млекопитающих и черепах	80–100

В средней части слоя 1 были обнаружены остатки *Aceratherium* sp. [Gradzinski et al., 1968].

Стратотип свиты ошин описан в западной части Дзэргэнской впадины в районе гор Ошин-Боро-Удзюр-Ула (рис. 14), называемых Е.И. Беляевой [1937] "грядами Ошин". Нами ранее [Девяткин, 1970] предполагалось, что здесь имеется только разрез верхней части свиты. Однако позже здесь была установлена и нижняя часть свиты [Девяткин, Жегалло, 1974]. Стратотип нижней подсвиты детально изучен в "Первой гряде" по ряду поперечных профилей, прослежено изменение разреза во "Второй" и "Восточной" грядах. Установлено, что миоценовые отложения нижней подсвиты

ошин везде залегают с размывом на свите бэгр. Их мощность от 70–90 м уменьшается до 10 м (с севера на юг вдоль гряды). Верхняя подсвита ошин ложится с размывом, срезая верхи нижней подсвиты.

Как показано на рис. 14, на осадках олигоцена (слой 1) по разрезу II залегают:

- | | Мощность, м |
|--|-------------|
| 2. "Желто-серая" пачка. В ее основании слой хорошо- и среднеокатанного галечника в ярко-буром и песчаном заполнителе; отмечается выветрелость обломочного материала. Выше залегают алевриты и глины с прослоями мергелей и характерными известковистыми стяжениями. Карбонатная цементация характерна и для грубообломочных линз (4–6 м) пролювиального типа, внедряющихся в озерные осадки. На разных уровнях разреза встречаются линзы мелких галечников и гравия (2–3 м). Верхн пачки представлены преимущественно алевритами и глинами | 15–17 |
| 3. Средняя часть нижней подсвиты сложена грубыми галечниками, местами сцементированными в рыхлые конгломераты. Характерны косослоистые текстуры, срезание и выклинивание отдельных слоев; встречаются прослой и линзы щебня. Породы окрашены в ржаво-бурый и светло-желтый цвет. | до 40 |
| 4. Верхняя часть нижней подсвиты сложена песками, алевритами с прослоями щебенных галечников в красновато-буром глинистом заполнителе. К южному окончанию "Первой" гряды наблюдается срезание верхов нижней подсвиты. Максимальная мощность | 22,0 |

Во "Второй" и "Восточной" грядах отложения нижней подсвиты ошин представлены также аллювиально-озерными фациями. На "Второй" гряде они срезаются свитой алтан-тэли, а на "Восточной" надстраиваются верхней подсвитой ошин (рис. 15, 16) значительной мощности.

В стратотипе (разрез II) верхняя подсвита ошин с размывом залегают на осадках нижней подсвиты. Она состоит из трех пачек (снизу вверх):

- | | |
|--|-------|
| 5а. Гравийно-галечные конгломераты рыхлые, косослоистые, с линзами крупозернистого песка, светло-бурые | до 20 |
| 5б. Пески грубо- и среднезернистые, косослоистые, с уплотненными прослоями конгломератов | 30–35 |
| 5в. Пески и алевриты с прослоями глин и линзами мелких галечников. | 15–18 |

Состав и мощности верхней подсвиты значительно меняются по простиранию гряд Ошин: в "Первой" гряде их мощность изменяется от 70 до 30 м, во "Второй" — до 25 м, а в "Восточной" гряде резко возрастает до 120 м. Здесь (разрез VIII) преобладают озерные фашии — светло-серые глины, алевриты, с прослоями и линзами мергелей, иногда с линзами рыхлых песчанников. Повсеместно верхняя подсвита с резким размывом кроется свитой алтан-тэли.

Фауна местонахождения Ошин известна уже давно [Беляева, 1937]. Однако, как теперь установлено [Девяткин, 1970; Девяткин, Жегалло, 1974], в нее были включены сборы из разных горизонтов разреза миоцена и частично из плиоценового местонахождения Чоно-Хариах, поэтому она датировалась как мио-плиоценовая [Беляева, 1937]. Детальные работы 1970–1971 гг. позволили выделить в разрезе свиты ошин ряд разновозрастных

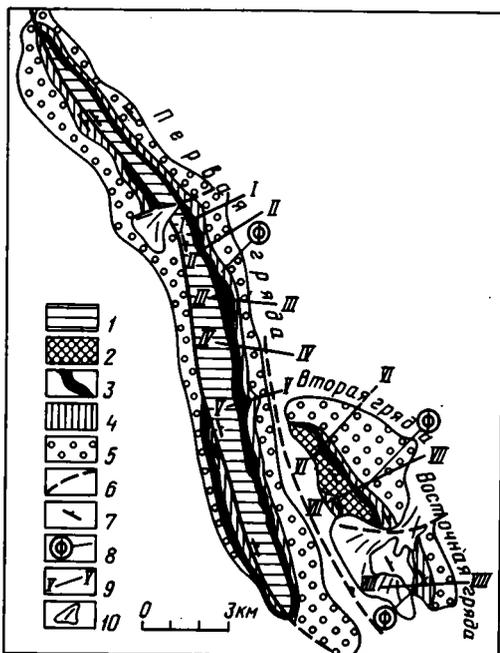


Рис. 14. Геологическая схема района местонахождения Ошин-Боро-Удзюр-Ула (составил автор)

1 — угленосные отложения ($J_{1,2}$); 2 — красноцветные конгломераты (J_3); 3 — свита бэгр (P_2^{2-3}); 4 — свита ошин (N_1); 5 — свита алтан-тэли (N_2^{1-2}); 6 — разломы; 7 — элементы залегания; 8 — места сбора фауны позвоночных [по Е.В. Девяткину, 1970]; 9 — линии разрезов [по Е.В. Девяткину, В.И. Жегалло, 1974]; 10 — пролювиальные конусы

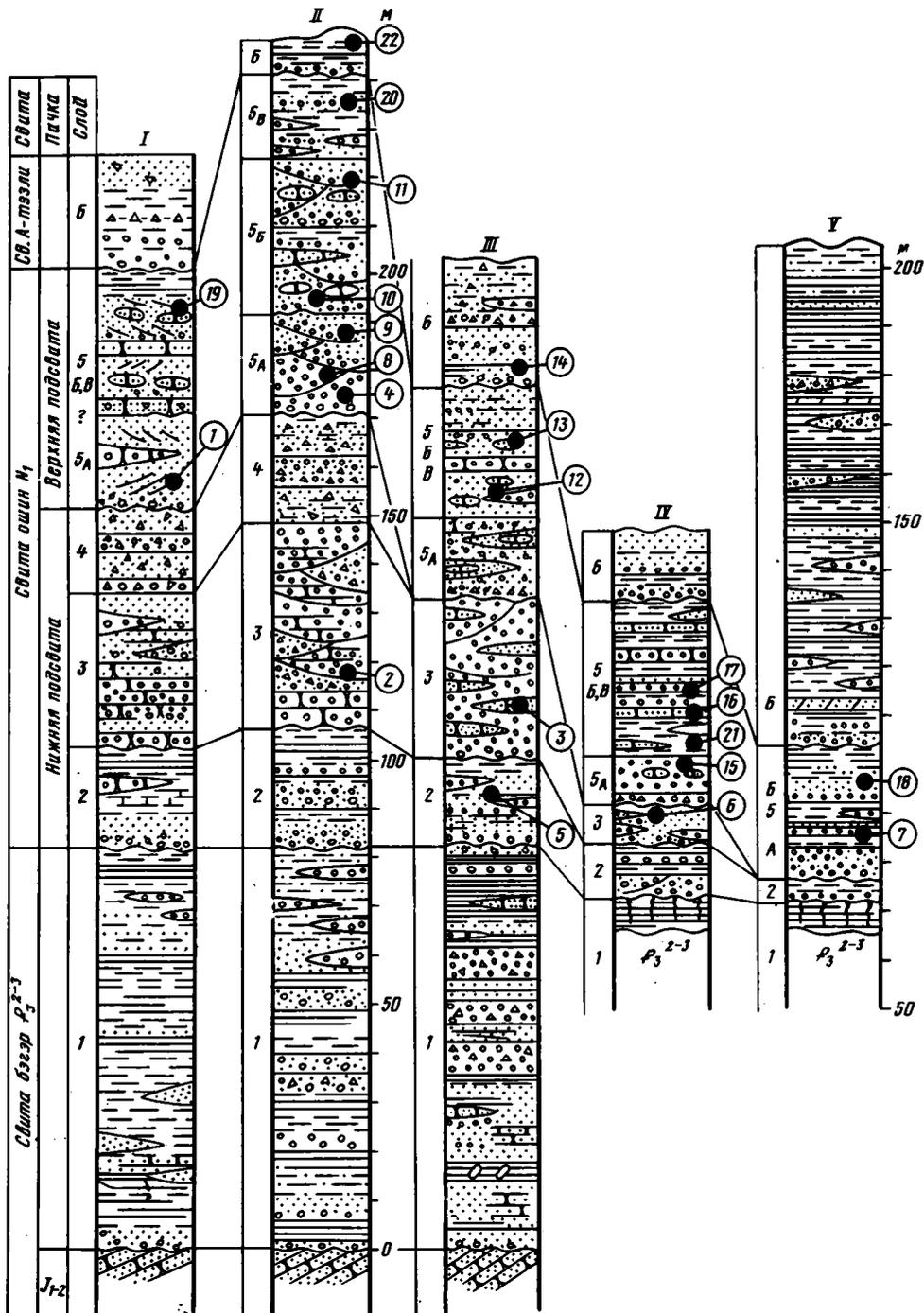


Рис. 15. Разрезы кайнозойских отложений "Первой гряды" местонахождения Ошин-Боро-Удзур-Ула [по Е.В. Девяткину, В.И. Жегалло, 1974]. Условные обозначения на этой и следующих колонках см. на рис. 5. Цифры в кружках отмечают места сборов фауны позвоночных, указанные в тексте; цифры над колонками – линии разрезов на карте

фаунистических горизонтов. Распределения фауны позвоночных по разрезу свиты ошин дано ниже.

Анализ состава фауны показывает, что не существует единой "мио-плиоценовой фауны Ошин", а имеются четыре разновозрастных уровня. Два нижних из них по присутствию *Begertherium* сопоставляются с фауной Бэгэр-1, возраст которой опре-

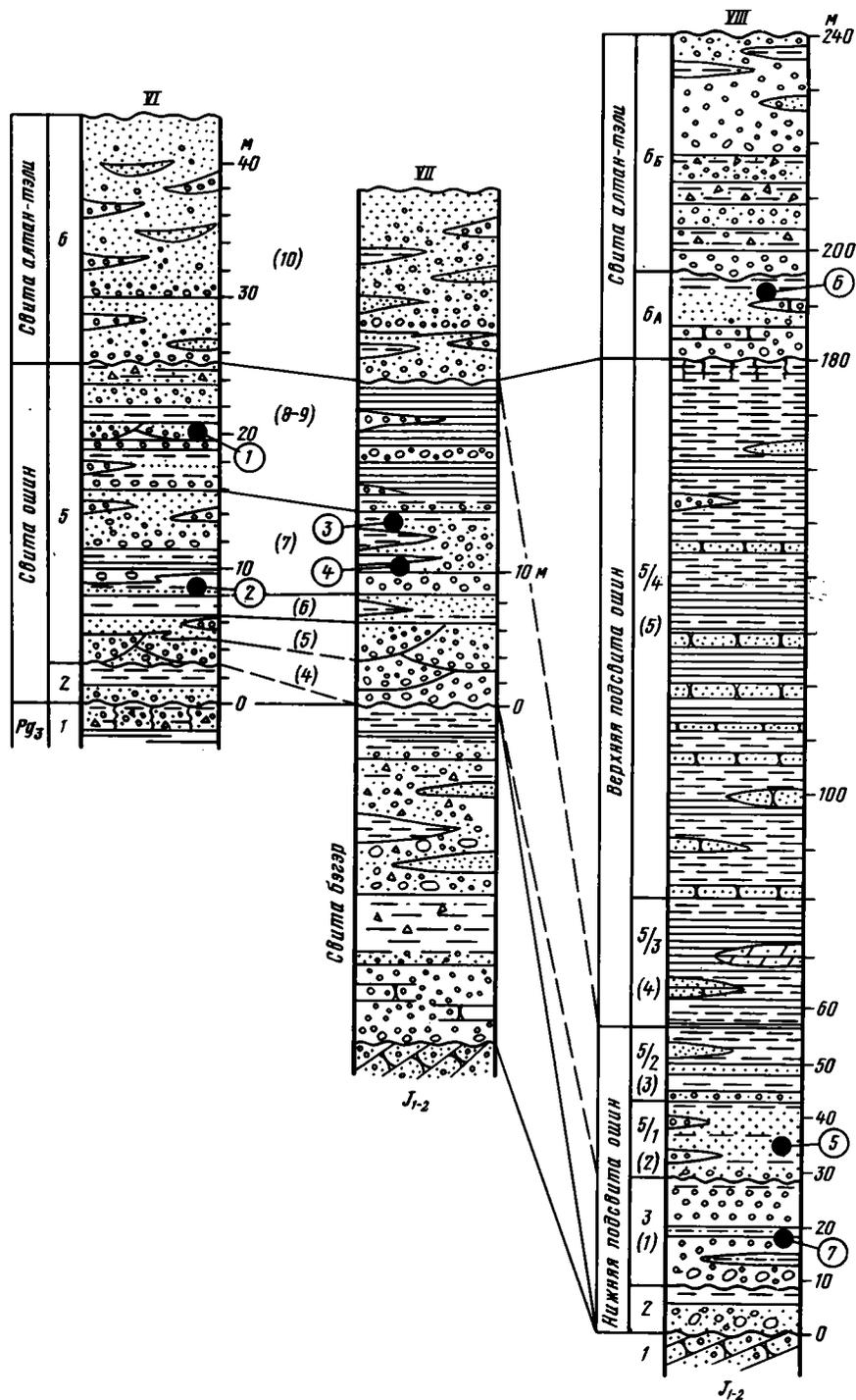


Рис. 16. Разрезы кайнозойских отложений "Второй" и "Восточной" гряд местонахождения Ошин-Боро-Удзюр-Ула [по Е.В. Девяткину, В.И. Жегалло, 1974]. Цифры в скобках отвечают нумерации слоев по нашей работе [1970]

деляется в пределах среднего – начала верхнего миоцена. Поскольку в вышележащих горизонтах обнаружена фауна, соответствующая по своему облику самым ранним этапам верхнего миоцена, возраст слоев с *Begertherium* следует ограничить средним миоценом [Девяткин, Жегалло, 1974].

Фауна низов верхней подсвиты ошин содержит ряд элементов, еще тяготеющих

к среднему миоцену (*Platybelodon*, *Oshinotherium*, примитивный представитель *Elasmotheriinae*). Однако здесь впервые появляются примитивные гиппарионы — *H. teobaldi nagriensis* [Жегалло, 1978]. Такое сочетание фаунистических элементов позволяет датировать базальную часть верхней подсвиты ошин началом позднего миоцена. Этот стратиграфический уровень соответствует нижнему — началу среднего сармата, верхам зоны Чинжи (Сивалики) и кларендону (Сев. Америка). Возраст остальной части верхней подсвиты ошин определяется в пределах большей части верхнего миоцена.

Распределение фауны позвоночных по разрезу стратотипа свиты ошин в Ошин-Боро-Удзюр-Ула ("гряды Оши") [по Девяткину и Жегалло, 1974; Дмитриевой, 1977; Жегалло, 1978]:

Нижняя подсвита ошин

1. "Белесая пачка" (рис. 15, слой 2, т. 5)

Lagomerycinae gen.?

Cervulinae gen.?

2. Горизонт галечников (рис. 15, слой 3):

Begertherium borissiakii (?) (т. 2)

Gomphotheriidae gen.? (т. 6)

Elasmotheriinae или *Begertheriinae* (т. 3)

Gazella paotehensis, фрагментарные остатки *Gervidae*, *Rhinocerotidae*, *Chelonia*, скорлупа яиц страуса (рис. 15, т. 7). Вероятно, к этому же горизонту относится и *Iranotherium* sp.? [Беляева, 1937], которого следует считать *Begertheriinae* gen.?

Верхняя подсвита ошин

3. Базальный горизонт

Gomphotheriidae gen.? (рис. 15, слой 5а, т. 7, 9).

Hipparion teobaldi nagriensis (рис. 15, т. 4)

Hipparion mongolicum (рис. 15, т. 1, 8; рис. 16, т. 3)

Elasmotheriinae gen.? (рис. 15, т. 1, 8; рис. 16, т. 3).

Chilotherium sp. (рис. 15, т. 4, 15).

Oshinotherium orlovi (рис. 16, т. 2)

Предположительно, сюда же относятся находки из слоя 5/1 "Восточной" гряды (рис. 16, т. 5):

Platybelodon belajevae,

Palaeotragus sp., *Crocota* sp., *Gazella* sp.,

Chilotherium sp., *Hipparion mongolicum*

4. Верхний костеносный горизонт (рис. 16, слой 5 б–в):

Hipparion mongolicum (рис. 15, т. 11, 12, 16, 19).

Chilotherium sp. — несколько видов? (рис. 18а, т. 10–13, 16–19; рис. 26, т. 3, 4).

Tragoceras sp. (рис. 15, т. 12),

Samotherium sp. (рис. 15, т. 13).

Gazella mongolica (рис. 15, т. 20).

Oioceros sp.

Suidae gen.? (рис. 16, т. 11), скорлупа яиц.

Struthio (рис. 15, т. 22).

Оценивая стратиграфическое распространение основных групп фауны млекопитающих, можно выделить характерные ассоциации. Для среднего миоцена таковыми являются: *Anchitherium aurelianense* — *Serridentinus mongoliensis* — *Begertherium borissiakii* — *Stephanocemas thompsoni*; для верхнего миоцена: *Hipparion teobaldi nagriensis* — *Platybelodon belajevae* — *Oshinotherium orlovi*.

Верхний миоцен

Свита ошин (верхняя подсвита). В Котловине Больших Озер вскрывается в обнажениях преимущественно верхняя часть осадков неогеновой серии (верхняя подсвита ошин и свита хиргис-нур). Неогеновые отложения развиты по всей площади этой зоны, но во многих местах они перекрыты четвертичными осадками и устанавливаются только бурением и геофизическими методами. Судя по этим, еще не полным данным, суммарная мощность кайнозойских отложений местами весьма значительна. Так, в северо-западной части Убсанурской впадины,

по данным В.В. Меткина и В.М. Немцовича, мощность кайнозоя достигает 700–900 м; в районе Улангом, по данным Польской геологической экспедиции, – до 500 м. Мощности кайнозоя, по оценке имеющегося бурового материала и разрезов, в районе оз. Хиргис-Нур и Хара-Усу-Нур могут также достигать 500 м [Slowanski, 1976].

Неогеновые отложения были описаны здесь З.А. Лебедевой, И.П. Рачковским, И.М. Туришевым, выделившим их в "убсанурские слои", в Убсанурской котловине (на советской территории) – В.А. Кузнецовым, Н.С. Зайцевым [1947], Л.Д. Шорыгиной [1960], В.Н. Крестниковым и Г.И. Рейснером [1965]. Их возраст принимался как мио-плиоценовый. В последние годы удалось расчленить эту серию преимущественно озерных осадков на ряд разновозрастных горизонтов [Попова, 1968; Девяткин, Зажигин, Лискун, 1968; Девяткин, 1970; Девяткин, Жегалло, 1974].

Верхняя подсвита ошин была установлена на северном берегу оз. Хиргис-Нур, в разрезах Хиргис-1 и 2. Она представлена желтыми косослоистыми песками, с прослоями зеленовато-серых мергелистых глин. На разных уровнях встречаются прослой рыхлых песчаников, гравелитов, иногда мелкогалечных конгломератов; в верхах разреза часты почвенные горизонты в виде плотных кирпично-красных глин (2–3 м), линзами внедряющихся в озерные осадки от бортов впадины. В кровле этих почв развиты уплотненные прослой сливных карбонатизированных песчаников (до 1 м), а в нижней части профиля часты кальцитовые конкрекции и стяжения. Для всего разреза характерна нечеткая слоистость, косослоистые текстуры, трещины усыхания. Подобный разрез типичен, видимо, для прибрежных частей озерного бассейна. Видимая мощность верхней подсвиты ошин оценивается в 80–100 м.

В разрезе Хиргис-Нур-1 были найдены остатки млекопитающих *Aceratherium* sp., *Cervavitus* sp., *Cervidae* gen.?, а в разрезе Хиргис-Нур-2 – окремневшие обломки древесины, определенной И.Н. Шилкиной как *Gledishija mongolica* sp. nov. Отложения верхней подсвиты ошин с размывом и небольшим несогласием у бортов впадины перекрываются плиоценовыми отложениями свиты хиргис-нур.

Анализ буровых материалов показал обычное изменение разреза верхней подсвиты ошин – замещение к прибортовым частям озерных фаций субазральными. Последние представлены преимущественно буроватыми и красноцветными глинами, с прослоями песков, щебней, галечников. Такая же картина наблюдается и для вышележащих собственно плиоценовых осадков. Поэтому расчленение "субазрального" типа разреза всего неогена по буровым данным крайне затруднительно.

Наиболее полные и достаточно изученные разрезы неогеновых отложений Убсанурской впадины расположены по ее северному борту, у подножия хребта Танну-Ола, в пределах советской части. Л.Д. Шорыгина [1960] выделила здесь два горизонта. Нижний – "обломочный горизонт" красно-бурых глин, переслаивающихся с прослоями щебеночника (120 м), относится ею предположительно к олигоцену. Верхний – "озерный горизонт", состоящий из глинисто-алевритовой и глинисто-мергельной пачек, относится к миоцену – нижнему плиоцену. В нем Л.И. Галеевой и Г.Ф. Шнейдер был обнаружен богатый комплекс остракод, сходный с мио-плиоценовыми и плиоценовыми комплексами остракод Южного Казахстана. Кроме того, из низов глинисто-мергельной пачки были определены зуб гиппариона, остатки панцирей черепахи, обломки конечностей и рогов оленей. Эту фауну В.И. Громов относит к гиппарионовому комплексу, сравнивая ее с фауной, описанной Е.И. Беляевой [1937] из Западной Монголии (из Ошин и Чоно-Хариах). В 1964 г. неогеновые отложения были изучены С.М. Поповой [1968], собравшей богатую коллекцию моллюсков; ею выделено два разновозрастных горизонта – "кунеописовый", датированный не моложе верхнего миоцена, и "синотаиевый" в диапазоне верхнего миоцена – среднего плиоцена. В 1966 г. в верхнем горизонте была собрана фауна млекопитающих, типичная для свиты хиргис-нур [Девяткин, Зажигин, Лискун, 1968; Жегалло, 1971]. Это позволило сопоставить верхнюю пачку ("глинисто-мергельную" по Шорыгиной или "синотаиевую" по Поповой) со свитой хиргис-нур, а нижнюю пачку датировать верхним миоценом, сопоставляя ее с верхней подсвитой ошин.

Разрез этой подсвиты вскрыт по Козьему оврагу. Здесь на красноцветных брекчиях и конгломератах ("обломочный горизонт" по Шорыгиной), относимых нами к свите бэгэр, с размывом и несогласием залегают осадки озерной неогеновой серии: описание этого разреза приведено Л.Д. Шорыгиной [1960], С.М. Поповой [1968] и нами [Геология Монгольской Народной Республики, 1973].

Другой разрез верхней части свиты ошин обнажается по р. Холу западнее Козьего оврага. Здесь она представлена алевроитовыми осадками с линзами белых мергелей, зеленоватых глин и прослоями желто-бурых песков. На этой свите с размывом залегают плиоценовые осадки свиты хиргис-нур [Девяткин и др., 1968].

По данным С.М. Поповой [1968], в нижней ("кунеопсисовой") толще, параллелизуемой нами со свитой ошин, встречены: *Bithynia* (*Parabithynia*) *aenigmatica tuvaensis*, *B.* (*Parabithynia*) *logaczevi*, *Valvata aliena*, *Baicalia* (?) *shoryginae*, *Gyraulus* sp., *Anadont* sp., *Acuticosta* sp., *Potomida* (?) *despens*, *Cuneopsis* sp.

Бурение, проведенное В.В. Меткиным и М.В. Немцовичем на советской части Убсанурской впадины — в долине р. Тэс-Хэм, севернее хребта Адыр-Даг-Тайга, под толщей четвертичных отложений вскрыло (не на полную мощность) песчано-глинистую толщу неогеновых пород. В ней на разных уровнях отмечаются горизонты мергелей и карбонатных глин; общая окраска пород зеленовато-серая, у мергелей — почти белая. Мощность этих отложений (в которые входят и осадки плиоцена) достигает 150–200 м.

Миоценовые отложения других районов Монголии. Стратиграфия миоценовых отложений в других районах Монголии почти не разработана в связи с малым палеонтологическим материалом и отсутствием хорошо изученных разрезов. Поэтому мы даем их общее описание, не исключая, что иногда сюда могут включаться и отложения низов плиоцена.

Во впадинах Заалтайской Гоби эти отложения развиты крайне ограниченно; они были установлены нами в Алакнурской впадине в разрезе Хайчин-Булак, где залегают выше свиты бэгэр. В основании прослеживается горизонт мелких галечников и гравийников (1,5–2,0 м), сцементированных в верхней части в плотные конгломераты. Выше залегают:

	Мощность, м
2. Глины желтовато-красные, с округлыми мергелистыми конкрециями (10–15 см), содержащими в ядре гипс	5,0–7,0
3. Пачка желтовато-бурых песчаных глин с прослоями и линзами щебенчатых песков. Верхние части прослоев глин "окрасноцветчены" и представляют собой, видимо, древние почвенные горизонты, в них включены карбонатные стяжения, имеющие вертикальную ориентировку. В более мощных (до 2,0–2,5 м) прослоях глин карбонаты образуют округлые конкреции (2–5 см)	20,0–25,0
4. Примерно такая же пачка пород, только заметно увеличивается количество песчаных прослоев и линз щебней	10,0–15,0

Выше с постепенным переходом идет существенно другая пачка пород — бурые "мусорные" глины с прослоями щебней и песков, относимые нами к свите алтан-тэли. В слое 3 встречены кости млекопитающих; в слое 4 — нижняя челюсть *Chilotherium* sp. (?) (определения Е.И. Беляевой).

В Бурун-Хурайской впадине на правом берегу р. Уйенчи-Гол отложения свиты ошин представлены толщей светло-желтых песков и мелких гравийников, чередующихся с прослоями бурых и зеленовато-серых глин и алевроитов (100–120 м). В них встречены неопределимые кости млекопитающих.

Отдельные разрезы, которые могут соответствовать свите ошин, встречаются по южному подножию Монгольского и Гобийского Алтая. Эти отложения, как правило, залегают с размывом на красноцветах олигоцена и представлены довольно грубообломочными гравийно-галечными и песчаными отложениями. В их строении большую роль играют аллювиальные и пролювиальные фации. В отличие от предалтайской части территории их мощности невелики (25–30 м), весьма характерно участие в разрезе красноцветных пород. Неогеновые отложения на юго-востоке Гобийского Алтая были обнаружены В.Ф. Шуваловым и В.Ю. Решетовым [1974] в районе Цахир.

В восточной половине Монголии неогеновые отложения изучены еще недостаточно, чтобы дать их детальную стратиграфию. Однако сходные с Западной Монголией структурно-геоморфологические особенности территории — крупные межгорные впадины, со значительным прогибанием в неогене (Тамцагская, Чойбалсанская, Буирнурская) — заставляют предполагать широкое развитие неогеновых отложений в этой части страны. Основные материалы по миоцену — нижнему плиоцену этой территории были приведены Н.А. Мариновым [1957], а также нами в монографии

“Геология Монгольской Республики” [1974], где имеется региональный обзор стратиграфии неогена и схема корреляции его по всей стране (с. 535–537).

Из наиболее интересных палеонтологических находок, которые следует отметить, — местонахождение Холт (в 50–60 км к юго-западу от г. Арбай-Хэрэ). Отсюда Е.И. Беляевой [1937] были определены представители гиппарионового комплекса — носороги, жирафы, гиппарионы, олени, грызуны, гиены, которые могут относиться к верхнему миоцену — нижнему плиоцену.

Следует также обратить внимание на широкое, по-видимому, развитие миоценовых и плиоценовых осадков в западной части плато Дариганга. Они залегают под базальтами, а местами переслаиваются с ними. Здесь Б.С. Домбровским [1927] были сделаны находки *Hipparion cf. richthofeni*, *Procacpreolus sp. (?)*, *Aceratherium habereri*, которые позволяют определять возраст вмещающих красноцветных глин с прослоями светлых мергелей в пределах верхнего миоцена — нижнего плиоцена. В местности Эрдэнэ-Тологой (в 8 км к юго-западу от сомона Наран) Л. Нацаг-Юг нашел в красных глинах (до 10 м) остатки *Dicrocerus grangeri* [Дашзэвэг, 1975]. Эта форма, характерная для среднего миоцена, позволяет понизить возраст всей “подбазальтовой” неогеновой серии Дариганга. При дальнейших исследованиях необходимо обследовать этот район, близко расположенный к известным неогеновым местонахождениям Северо-Восточного Китая (Тунг-Гур, Далай-Нор, Эртэмтэ и др.).

В межгорных впадинах Центральной Монголии (Хангай, Хэнтэй) и Прихубсугуля позднемиоценовые и раннеплиоценовые отложения развиты, по-видимому, нешироко. Однако их расчленение и отделение от собственно плиоценовых и эоплейстоценовых отложений затруднено отсутствием фаунистических материалов, а также близким литолого-фациальным составом осадков, представленных в основном красноцветными (“нижние красноцветы”, по Н.А. Логачеву) и бурозветными толщами суббазального генезиса, реже зеленоцветными и серозветными осадками озерно-аллювиального происхождения. По-видимому, первый тип разреза характерен для небольших внутривпадин, присклоновых участков древних речных долин; второй — для межгорных впадин с озерно-аллювиальным типом аккумуляции.

Вероятно, к отложениям этого возраста могут быть отнесены и галечники наиболее высоких террас бассейна рек Селенги и Орхона. Основанием к этому является перекрытие их в ряде мест базальтами с датировками от 3,2 до 6,2 млн. лет [Габуня и др., 1975; Девяткин, Смелов, 1979]. Материалы по неогену Центральной и Северной Монголии были собраны в 1967–1974 гг. Н.А. Кориной, Л.А. Крупениной, Н.Т. Кузнецовым, В.П. Чигаговым, Л. Нацаг-Юмом, С. Жигжем и опубликованы [Корина и др., 1974; Чигагов, 1976]. Нами основные разрезы неогена этой территории были обследованы в 1970–1971 гг. [Девяткин, Зажигин, 1974].

Хотя миоплиоценовые отложения Северной Монголии еще точно не датированы, основанием к выделению является их присутствие в сопредельных районах Прибайкалья, Забайкалья и впадин Байкальской рифтовой зоны [Логачев и др., 1964; Мац, Покатилов, 1976б,в].

Эти отложения были установлены чехословацкой экспедицией бурением в Чингельской впадине (левобережье р. Орхона). Здесь под бурозветными галечно-песчаными осадками эоплейстоцена (?) была вскрыта толща зеленовато-серых глин с прослоями песчано-галечного материала и бурых глин (в основании), залегающая на коре выветривания мощностью около 30 м. Из верхов этой толщи была выделена пыльца *Polypodiaceae*, *Syatheaceae*, *Taxodiaceae*, *Superaceae*, *Ulmaceae*, *Juglandaceae* (определение Габриеловой, СССР). Сходные отложения вскрыты скважинами также в Цаганурской и Замарской впадинах.

В Западном Прихубсугулье миоценовые — нижнеплиоценовые (?) отложения представлены, по данным Н.Л. Кудрявцевой, желтовато-серыми песчаниками с обуглившейся древесиной и прослоями бурых углей. Эти осадки залегают на выровненной поверхности водоразделов, достигают мощности 5–20 м и в ряде мест перекрываются покровами базальтов. На п-ове Далан-Ула, в устье р. Арсан, в них наблюдаются прослойки пирокластического материала [Маринов, 1957]. В Восточном Прихубсугулье к миоценовым отложениям А.Х. Ивановым [1953б] были отнесены красноцветные и пестроцветные глины, пески, рыхлые конгломераты небольшой мощности, развитые в верховьях р. Эгэйн-Гол.

Датировка описанных отложений Прихубсугуля основывается на их сопоставлении с сопредельными районами Прибайкалья. Там они датированы миоценовыми — плиоценовыми спорово-пыльцевыми спектрами и входят в состав осадочно-вулканогенной серии, выполняющей Тункинскую впадину [Логачев и др., 1964; Белова, 1975]. В Хамар-Дабане фрагменты этих осадков ("подбазальтовые" галечники) перекрыты базальтами, датируемыми миоценом [Антощенко-Оленев, 1975; Прибайкалье и Забайкалье, 1974].

Особой проблемой стратиграфии Северной Монголии являются так называемые подбазальтовые галечники — аллювий наиболее высоких террас, фрагментарно сохранившийся под бронирующими покровами базальтов в бассейнах рек Селенги, Орхона, Чулуту. Эти хорошо окатанные галечники, заключенные в ожелезненные бурые пески, иногда с прослоями щебней и суглинков, встречаются на террасах высотой до 200 м. Н.А. Корина установила, что в ряде долин (р. Чулуту, Хануй) они перекрыты обратномагнитными базальтами, относимыми ею к эпохе Гильберта. Подобные "подбазальтовые" галечники были обнаружены нами в долине р. Орхон, где абсолютный возраст базальтов (по К—Аг) составляет от $6,2 \pm 0,2$ до $3,1 \pm 0,2$ млн. лет [Девяткин и др., 1979]. Исходя из этих данных, "подбазальтовые" галечники и галечники наиболее высоких террас относятся к верхам миоцена.

Плиоцен

Общие замечания. Плиоценовые отложения широко распространены во внегорьских районах — в Западной, Центральной, Северной и Северо-Восточной Монголии. Они представлены двумя основными типами разрезов [Девяткин, 1970].

В горных и предгорных районах распространены преимущественно субэральные буроцветные пролювиальные и аллювиальные отложения. Их максимальные мощности (до 100—150 м) и наиболее полный стратиграфический объем характерны для предгорных районов, в зонах их сочленения с межгорными впадинами. В горах развиты аллювиальные отложения, встречающиеся фрагментарно в долинах рек; они отвечают, по-видимому, преимущественно верхам разреза плиоцена. Стратиграфическое расчленение этого типа разреза плиоцена, ввиду слабой дифференцированности осадков и малочисленности местонахождений в нем фауны, на более дробные горизонты затруднено. Осадки этого типа разреза выделены в свиту алтан-тэли.

В крупных межгорных впадинах Западной Монголии и в Долине Озер плиоценовые отложения развиты очень широко. Они представлены преимущественно субаквальными — озерными и озерно-аллювиальными отложениями — зеленоватосерыми глинами, песками, гравийниками, мергелями, достигающими мощности 150—200 м. К окраинам впадин намечается замещение этих осадков субэральными фациями — буроцветными глинами, песками, галечниками, таким образом, устанавливается переход одного типа разреза в другой. Этот "озерный" тип разреза плиоцена выделен нами в свиту хиргис-нур. Отложения свиты хиргис-нур хорошо изучены в Котловине Больших Озер, где богатый комплекс разнообразной фауны позволяет расчленить эту свиту на ряд горизонтов.

В целом стратиграфический объем свит алтан-тэли и хиргис-нур, по-видимому, близок [Девяткин, 1970]. Возраст этих свит определялся нами ранее в пределах среднего — верхнего плиоцена. Детальное изучение фауны млекопитающих [Година, 1975; Дмитриева, 1977; Жегалло, 1978] позволило ограничить возраст этих свит нижним — средним плиоценом. В.И. Жегалло [1978] возраст основания свиты алтан-тэли понизил до верхнего миоцена.

Приводимая стратиграфическая схема плиоцена основана на материалах, полученных нами в основном по Западной Монголии, Долине Озер, зоне Предальтайских впадин, которые являются страторегионом для неогена внутренних частей Азии [Девяткин, Жегалло, 1974]. Плиоценовые отложения других районов Монголии пока еще не позволяют дать их дробное стратиграфическое расчленение; они должны коррелироваться с детально изученными разрезами запада страны. Эти материалы приведены нами в монографии "Геология Монгольской Народной Республики" [1973].

Таблица 13

Представления о возрасте основных местонахождений Западной Монголии (по разным авторам)

Возраст		Е.И. Беляева, 1937	А.К. Рождественский, 1954; Е.И. Беляева, 1971	Е.В. Девяткин, 1970; Е.В. Девяткин, В.И. Жегалло, 1974	В.И. Жегалло, 1978	Е.В. Девяткин, 1981
Плиоцен	верхний			Хиргис-Нур		
	средний			Алтан-Тэли	Хиргис-Нур	Хиргис-Нур
	нижний	"Ошвинская фауна"	Алтан-Тэли			Алтан-Тэли
Миоцен	верхний			Ошвин	Алтан-Тэли	Ошвин
	средний				Ошвин	Ошвин
	нижний				?	?

По страторегionу неогена Внутренней Азии имеется большое число публикаций [Беляева, 1937, 1971, 1975; Жегалло, 1966, 1971, 1978; Девяткин, Зажигин, Лискун, 1968; Девяткин, 1970; Девяткин, Лискун, Чаплыга, 1971; Девяткин, Шилова, 1971; Година, 1977; 1975; Девяткин, 1972, и др.; Дмитриева, 1975, 1977; Курочкин, 1971, 1976, 1977; Дуброво, 1974; Девяткин, Жегалло, 1974; Дмитриева, 1975; Бадамгарав и др., 1975]. Основные представления о возрасте неогеновых горизонтов и местонахождений фауны млекопитающих Западной Монголии показаны в табл. 13.

Ниже приводим описание выделенных нами плиоценовых свит Западной Монголии и показываем их вероятные аналоги в других районах Монголии.

Нижний — средний плиоцен страторегiona Западной Монголии. Свита алтан-тэли широко распространена в Предалтайской зоне — в Дзергенской, Бэгэрской впадинах, а также вдоль южного подножия Монгольского Алтая (Алакнурская впадина), Стратотип свиты алтан-тэли описан нами на северном борту Дзергенской впадины во втором (с востока) сайре, где А.К. Рождественским [1954] было открыто известное местонахождение фауны млекопитающих (рис. 17, 18). Отложения свиты с размывом и небольшим несогласием залегают на осадках свиты ошвин.

Мощность, м

1. Конгломераты рыхлые бурого и ржаво-бурого цвета, состоящие из мелкого (3–5 см) хорошо- и среднеокатанного галечника с валунами в сероватобуром разнозернистом песке. По составу обломочного материала эти конгломераты сходны с палеогеновыми, но выветрелого материала (за исключением гранитов) в них значительно меньше. Верхняя часть слоя включает линзы (2–3 м) песков и алевроитов светло-бурого цвета; отложения аллювиально-пролювиального типа 25,0–30,0
2. Пески разнозернистые, гравийные 3,0–4,0
3. Пески и алевроиты тонкозернистые, серые, пылеватые 2,0
4. Галечники бурые, плотные сходные со слоем 1 4,0–6,0
5. Алевроиты с линзами плотного глинистого песка с обломками костей млекопитающих. Эти линзы в разрезе не выдержаны по мощности, но прослеживаются по простиранию на 0,5 км 3,0–6,0
6. Конгломераты рыхлые бурые, подобные слою 1 2,0–3,0
7. Пески и алевроиты горизонтально-слоистые, со щебнем светло-серых гранитов. Местами в этих отложениях встречаются плотные гравелистые песчаники (до 0,7 м), похожие на "верхнегобийские" 6,0–8,0
8. Глины и алевроиты бурые, плотные, комковато-осколчатые 2,0–3,0
9. Алевроиты светло-бурые, плотные с выветрелыми обломками серых гранитов, имеют линзовидно-параллельную слоистость 15,0

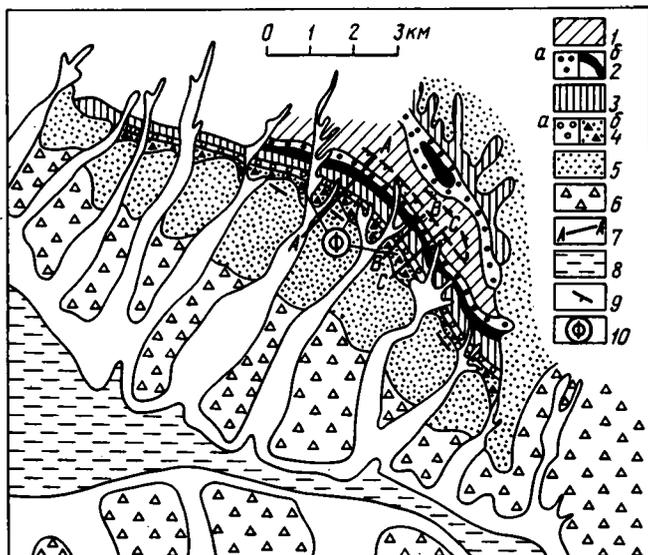


Рис. 17. Геологическая схема района местонахождения Алтан-Тэли

1 – нижнемеловые отложения; 2 – свита бэгэр (P_2^{2-3})

a – базальные галечники, *б* – красноцветные глины; 3 – свита ошин (N_1); 4 – свита алтан-тэли (N_2^{1-2}), *a* – базальные галечники, *б* – пески и щебни; 5 – свита гошу (Q_1); 6 – среднеплейстоценовые галечники (Q_2); 7 – линии разрезов; 8 – голоценовые отложения; 9 – элементы залегания; 10 – места сбора остатков млекопитающих

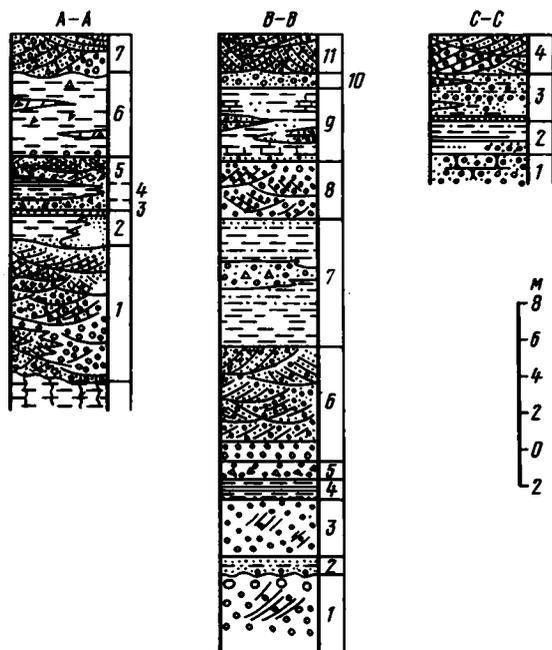


Рис. 18. Разрезы костеносной пачки свиты алтан-тэли в местонахождении Алтан-Тэли. Положение разрезов дано на рис. 17

Мощность, м

10. Пачка переслаивающихся светло-бурых алевритов со щебнем и серых гравийников; гравийники встречаются отдельными линзами, а вверх по разрезу начинают преобладать. Цвет пачки становится серый за счет большого количества гравия и щебня выветрелых гранитов. Размеры обломочного материала 1–8 см, выше увеличиваются до 10–12 см в диаметре; окатанность слабая, ориентировка послойная. Встречаются отдельные линзы и прослои песков и алевритов (до 3–4 м) . . .

50,0

Описанные отложения свиты алтан-тэли относятся в целом к пролювиальному типу, аллювиальные пачки представлены только галечниковыми прослоями в низах

разреза [Лискун, 1975]. Общая мощность плиоценовых отложений около 120 м. Они перекрываются плейстоценовыми грубыми пролювиальными отложениями. Е.В. Девяткиным и В.И. Жегалло [1974] был составлен профиль по нижней части свиты алтан-тэли (слои 5–10), который позволил установить распределение фауны по разрезу (см. рис. 18).

Распределение фауны позвоночных по разрезу стратотипа свиты алтан-тэли в местонахождении Алтан-Тэли, по Е.В. Девяткину и В.Н. Жегалло [1974], В.И. Жегалло [1978], Е.Л. Дмитриевой [1977].

1. Нижняя подсвита, костеносный горизонт, нижняя часть

Zygodon borzoni (Hay)

Hipparion cf. teobaldi nagriensis

Gazella sp. (мелкая форма)

G. paotehensis

2. Нижняя подсвита, костеносный горизонт, основное местонахождение

Пролувиальная зона

Chiloterium sp.

Hipparion placodus, *H. hippidiodus* (ранняя форма)

Geochelone askarkuhne

Аллювиальная зона

Crocota gigantea.,

Ichitherium sp.,

Hipparion teobaldi mogolicum, *H. placodus*;

Chilotherium wimani (subsp. *mongolicum*)

Sinotherium sp.,

Samotherium mongolense,

Tragoceras sp.,

Gazella gaudry, *G. paotehensis*, *Gazella sp.*,

Palaeoryx sp.,

Cervavitus sp.,

Pararhizomys hipparionum,

Sinohippus sp.,

Proboscidea gen.

Верхняя подсвита

Hipparion hippidiodus (поздняя форма)

Chelonia sp.

Отложения свиты алтан-тэли прослеживаются вдоль северного борта Дзергэнской впадины до гряд Ошин-Боро-Удзюро-Ула, где они становятся менее грубыми и имеют мощность до 50–60 м. На "Восточной" гряде они представлены преимущественно песчаной бурой и светло-бурой толщей, с линзами и прослоями галечников, отдельными прослоями плотных песчаников и гравелитов. На "Первой" гряде к свите алтан-тэли относятся верхние части общего разреза (10–20 м), представленные бурой плохо слоистыми песчанистыми алевритами и песками. Отсюда В.И. Жегалло определены *Chilotherium sp.*, и скорлупа яиц *Strutio*. Возможно, что *Castor sp.*, и *Paracamelus sp.*, отмеченные Е.И. Беляевой [1937] в "ошинской" фауне, происходят из этих отложений.

В Бэгэрнуской впадине отложения свиты алтан-тэли развиты по ее бортам, где они залегают с размывом и небольшим несогласием на осадках свиты ошин. Они представлены примерно такими же породами, как и в стратотипическом разрезе. Фауна млекопитающих из низов свиты (разрез Бэгэр-2) была определена В.И. Жегалло и Е.Л. Дмитриевой как *Bovidae gen.* (напоминает род *Plesiodax* (?) из трибы *Ovibovini*, а также *Hipparion platiodus* и *H. parvum*. Состав фауны двух опорных разрезов свиты алтан-тэли обнаруживает большое сходство.

Анализ буровых скважин по впадинам показал, что пролювиально-аллювиальные фации свиты алтан-тэли, характерные для предгорий, к центру впадин, замещаются озерными и озерно-аллювиальными фациями. Последние представлены песками, гравийниками, прослоями глин, алевритов, а в наиболее удаленных от гор частях впа-

дины – алевритами, глинами, мергелями озерного генезиса. Подобный тип разреза плиоцена характерен для всей Котловины Больших Озер и Долины Озер; эти отложения были выделены нами в свиту хиргис-нур [Девяткин, Лискун, 1967].

С в и т а х и р г и с - н у р наиболее детально изучена нами в Котловине Больших Озер, где имеется ряд прекрасных разрезов с разнообразной фауной млекопитающих и беспозвоночных. Стратотип свиты описан на северном берегу оз. Хиргис-Нур, западнее родника Могой-Булак [Девяткин, 1970]. Позднее Е.В. Девяткиным и В.И. Жегалло [1974] была подробно охарактеризована базальная пачка свиты хиргис-нур. Было установлено, что кровля свиты ошн несет следы интенсивного преобразования почвенными процессами. Это выражается в осветлении и карбонатизации озерных глин, потери ими первичной горизонтальной текстуры, появлении вертикально ориентированных стяжений карбонатов, пестрой неравномерной окраски.

Базальная пачка (до 10 м) залегает в эрозионных врезам и прослеживается в виде отдельных линз. Она сложена в основании песчано-глинистыми аллювиальными осадками, в которых можно диагностировать как русловые, так и пойменные фации. Верхи пачки представлены щебенистыми алевритами пролювиального типа, в которых отмечаются текстуры трещин усыхания и карбонатные стяжения (слои 1–3).

Выше с небольшим размывом залегает собственно пачка А свиты хиргис-нур, описанная нами ранее [Девяткин, 1970].

	Мощность, м
4. С в и т а х и р г и с - н у р (п а ч к а А). Пески ярко-бурые, косослоистые, мелкие, хорошо промытые, с мелкими конкрециями, с обломками костей крупных млекопитающих и рыб.	4,0
5. Алевриты светло-палевые, слоистые, плотные	3,0
6. Пески бурые, косослоистые, промытые	2,0
7. Глины и алевриты светло-серые, горизонтально-слоистые, плотные карбонатные, содержащие прослой ракушечника до 1 м ("первый моллюсковый горизонт")	10,0
8. Алевриты горизонтально- и косослоистые, зеленовато-серые, в тонких прослоях сцементированы в виде плотных корок	13,0–15,0
9. Глины горизонтально-слоистые, переслаивающиеся с разнозернистыми зеленовато-серыми песками, местами пятнисто ожелезненными. Отмечается 2–3 небольшие линзы глин с фауной унионид; в песках кости грызунов и рыб	15,0
10. Алевриты глинистые, зеленовато-серые слюdistые, местами с диагональной слоистостью, подчеркиваемой прослойками песка; в средней части слоя – прослой ракушечника ("второй моллюсковый горизонт")	10,0
11. Пески разнозернистые желтовато-серые, с гравием и мелкой галькой, диагонально- и косослоистые	10–12

В слое 11 содержится большое количество костей крупных и мелких млекопитающих. Отсюда также известны кости птиц [Курочкин, 1971]: *Phalacrocorax mongolensis*, *Cygnus pristimus*, *Anser devjatkini*, *Macrorhamphus* sp., а также *Charadriiformes* indet., *Zardominae* indet. Е.К. Сычевской [1971] из слоя 10–11 были определены рыбы *Carassius* sp., *Chondrostoma* (?) sp., *Perca* sp., *Esox lucius* L., *E.* sp., *Parasilurus asotus* L.

Выше, по четкому контакту, возможно, с размывом залегает п а ч к а Б с в и т ы х и р г и с - н у р.

12. Алевриты песчанистые, карбонатные и мергели плотные, светло-серые и желтоватые, горизонтально-слоистые, с прослоями бурых косослоистых песков с плотными корочками усыхания	10,0
---	------

В основании прослой (до 0,5 м) бурого ракушечника ("третий" моллюсковый горизонт"), содержащий и остракоды: *Ilyocypris gibba* (Ramdh.) var. *tuberculata* Agalar., *Eucypris clavata* (Baird.), *E. ornata* (Mull.), *Cyprinotus salinus* (Brady) (определения С.Ф. Меньшикова).

13. Мергели светлые зеленовато-серые, с поверхности белесые, горизонтально-слоистые, иногда неясно слоистые, плотные плитчатые. Отдельные прослой мергелей обогащены песчаным материалом, местами по трещинам и плоскостям напластования встречается гипс. В середине слоя отмечен прослой чистого белого известняка	25,0–30,0
--	-----------

В отложениях слоя 13 встречаются кости рыб, мелкие гастроподы, остракоды: *Limnocythere* aff. *tuberculata* Neg., *Cyprideis littoralis* (Brady), *Cyprinotus* sp. Общая мощность плиоценовых отложений по разрезу достигает 100 м.

Плиоценовые отложения с размывом перекрываются бурыми щебенисто-песчаными отложениями эоплейстоцена — свита туин-гол.

На стратотипе свиты хиргис-нур в последние годы были проведены послойные сборы фауны млекопитающих, которые позволили [Девяткин, Жегалло, 1974; Дмитриева, 1977; Жегалло, 1978] выявить определенные различия в комплексах. Фауна привязана к интервалам (в м) от подошвы свиты (см. ниже). Состав фауны моллюсков стратотипа свиты хиргис-нур дан в табл. 14.

Распределение фауны млекопитающих по разрезу стратотипа свиты хиргис-нур в местонахождении Хиргис-Нур-2 [по Девяткину, Жегалло, 1974; Девяткину, Зажигину, Лискун, 1968; Дмитриевой, 1977; Жегалло, 1978; М.Б. Борисоглебской]

1. Свита хиргис-нур, базальная часть пачки А (слои 1—3, уровень 0—10 м)

Chilotherium sp.,

Hipparion theobaldi mogoicum, *H. elegans*, *H. hippidiodus*.

Samotherium sp.,

Gazella dorcadoides, *G. blacki*,

Tragoceras sp.,

Cervavitus sp.,

2. Основная часть пачки А (слои 4—8, уровень 10—37 м)

Carnivora: *Siyonux* sp., Mustellidae gen. (?), Lutrinae gen. (?),

Nyctenidae gen. (?), Canidae get. (?), Felidae get. ?

Perissodactyla: *Chilotherium* sp., Elasmotheriinae, *Hipparion teobaldi mogoicum* (поздняя форма), *H. elegans*, *H. hippidus* (ранняя форма).

Artiodactyla: *G. cf. blacki*, *G. (Gazella) sp.* (мелкая форма),

Tragocerus sp., *Cervus* sp., *Muntiacus* sp.

Lagomorpha: Leporinae gen.?, *Proochotona* sp., *Ochotona* sp.,

Rodentia: *Dipoides* sp., *Lophocricetus* sp., Dipodidae gen.?,

Muridae gen.?, *Microtodon* sp., *Microscoptes* sp., Rhizomyidae gen.?

3. Верхняя часть пачки А (слои 9—11, уровень 37—62 м), верхняя подсвита по В.И. Жегалло [1978].

Perissodactyla: *Hipparion hippidus* (поздняя форма), *H. teobaldi platiodus* (не выше уровня 51 м), *H. sevfei* (уровня 51—62 м), *H. parvum*, *H. houfenense* (ранняя форма),

Chalicotheriidae gen. (? *Circotherium* sp.), *Paracamelus* sp.,

Artiodactyla: *Sinomaegaceros* sp., *Antilospira* sp., *Olonbulukia* sp.,

Carnivora: Canidae get., *Canis* sp.,

Lagomorpha: *Ochotonoides* sp., *Hypolagus* sp., *Sinocastor* sp.,

Rodentia: *Dipoides* sp. (2 вида), *Lophocricetus* sp., Muridae (3 вида), *Pseudomeriones* sp., *Microtodon* sp. (крупная форма), *Pararhisomys* sp., *Cricetodon* sp.

В 1976 г. на стратотипе свиты хиргис-нур (разрез Хиргис-Нур-2) Н.Б. Глуховской была проведена послойная отмывка остракод и харофит. Остракоды определялись А.П. Савиновой, выделившей 17 видов (табл. 15), неравномерно распределенных по разрезу. В пачке А обнаружены пресноводные виды, известные из илийской свиты Юго-Восточного Казахстана, но не являющиеся ее типичными представителями. В пачке Б обнаружен смешанный пресноводно-солонатоводный комплекс остракод, аналогичный комплексу остракод илийской и шахшахской свит Южного Казахстана [Костенко, Савинова, 1971]. Он также сходен с комплексом остракод, описанным Т.А. Казьминой [1975] из новостаничных слоев юга Западной Сибири; ряд видов известен также из ачкагыла Западной Туркмении.

Среди харофитов Н.Б. Глуховской [1979] выделено три комплекса (14 видов), приуроченных к пачке А свиты хиргис-нур, "третьему" моллюсковому горизонту (низы пачки Б) и к пачке Б (табл. 16). Наиболее выдержанный по всем местонахождениям — средний комплекс, идентичный для разреза Хиргис-Нур-2 и Чоно-Харнах-2.

В целом харофиты свиты хиргис-нур известны из третичных отложений Евразии. В Цайданском бассейне Китая они встречены в плиоценовых отложениях [Wang, 1961]: *Nitellopsis (Tectochara) meriani*, *Chara eboliangensis*, *Grambastichara tornata*, вид *Nitellopsis (Tectochara) zhui* приурочен к низам плиоцена Цайдама. Вид *N. (T.) usboensis* был описан В.П. Масловым из миоплиоценовых отложений Туркмении. Состав харофитов очень зависит от фациальной приуроченности и для корреляцион-

Таблица 14

Распределение фауны пресноводных моллюсков по свите хиргис-нур в местонахождениях Северной Монголии и Туве [по Девяткину, Чепалыге, Лискун, 1971; по Поповой, 1968]

Систематический состав	Хиргис-Нур-2			Чоно-Хариах	Холу
	пачка А		пачка Б		
	Горизонты			пачка Б	пачка А + Б
	1	2	3		
Pelecypoda					
1. <i>Margaritifera devjatkini</i> Tschep.	+				
2. <i>M. praedahurica</i> Tschep.	+				
3. <i>M. tuvaensis</i> Pop. et Star.	aff.				+
4. <i>Cuneunio starobogatovi</i> Tschep.	+				
5. <i>C. aff. cuneiformis</i> Pop. et Star.	+				
6. <i>Cuneopsis</i> cf. <i>spocki</i> Ler.	+				
7. <i>C. tschuica</i> Pop. et Star.	+				
8. <i>C. hircisnuricus</i> Tschep.	+				
9. <i>C. tuerycensis</i> Pop. et Star.	+				
10. <i>C. popovae</i> Tschep.	+				
11. <i>C. aff. maximus</i> Odh.	+				
12. <i>Lanceolaria curta</i> Tschep.	+				
13. <i>Sibirunio</i> aff. <i>betekiensis</i> Lindn.	+				
14. <i>Nodularia falsunio</i> Pop. et Star.	+				
15. <i>N. lungersgauseni</i> Pop. et Star.	+				
16. <i>N. lindholmi</i> Tschep.		+			
17. <i>N. kizylaigirensis tuvaensis</i> Pop.					+
18. <i>N. cf. pronus</i> Mart.					+
19. <i>Nodularia</i> sp.	+				+
20. <i>Unio</i> aff. <i>indifferens</i> Lindh.	+				
21. <i>U. cf. protractus</i> Lindh.					+
22. <i>Unio</i> sp.					+
23. <i>Pisidium amnicum</i> Müll.			+	+	
24. <i>Pisidium</i> sp.					+
25. <i>Sphaerium</i> sp.			+		
26. <i>S. aff. lacustre</i> (Müll.)					+
27. <i>S. cf. scaldianum</i> Normand.					+
Gastropoda					
28. <i>Lymnaea eversa</i> Mart.			+	+	
29. <i>Planorbarius corneus</i> L.			+	+	
30. <i>P. tuvaensis</i> Pop.					+
31. <i>Planorbarius</i> sp.					+
32. <i>Planorbis sieversi tangitarenis</i> Germ.			+	+	
33. <i>Valvata aliena</i> Fér.			+	+	+
34. <i>V. cf. aliena</i> Fér.			+		
35. <i>V. ssorensis</i> W. Dyb.			+	+	
36. <i>V. brevicula</i> Kosh.					+
37. <i>Gyraulus laevis</i> ? (Alder.)					+
38. <i>Gyraulus</i> sp.					+
39. <i>Radix</i> sp.					+
40. <i>Sinotaia martinsoni</i> Pop.					+
41. <i>Oncomelania tuvaensis</i> Pop.					+

ных целей может использоваться лишь для близкорасположенных регионов с одним типом осадконакопления.

Отложения свиты хиргис-нур широко распространены в Котловине Больших Озер — в Хиргиснурской, Хараусунурской, Харанурской, Убсанурской впадинах и в Долине Озер. Характерно двучленное строение свиты — нижняя часть песчано-алевритовая (пачка А), верхняя — глинисто-мергельная (пачка Б), что отражает однотипную смену режима осадконакопления — от аллювиально-озерного к озерному. Распространение кровли мергельной пачки (в Хиргис-Нурской впадине и по долинам рек Дзабхан и Чоно-Хариах) четко ограничено гипсометрическим уровнем 1160 м.

Распространение общих видов остракод в плиоценовых отложениях азиатской части Советского Союза и в Монголии

Район распространения	<i>Cyprideis litoralis</i>	<i>Cyprideis torosa</i>	<i>Lymnocythere tenuireticulata</i>	<i>L. indericta</i>	<i>L. scharapovae</i>	<i>L. seducta</i>	<i>L. tuberculata</i>	<i>L. iliensis</i>
Свита хиргис-нур (стратотип); Монголия	+	+	+	+	+	+	+	+
Илийская свита; Южный Казахстан	+	+	+		+	+		
Шахшахская свита; Южный Казахстан	+	+	+		+	+		
Новостаничная свита; юг Западной Сибири						+		+
Акчагыл Западной Туркмении			+	+	+	+		

Максимальные мощности мергельной пачки (до 50–60 м) приурочены ко впадине оз. Хиргис-Нур, а вверх по р. Дзабхану они уменьшаются, замещаясь песчано-глинистыми с мергелями осадками аллювиально-дельтового типа. В сторону от центра впадины мергельная пачка замещается буроватными глинисто-алевритовыми осадками субазерального типа с прослоями пролювиального щебенисто-песчаного материала. Подобное сложное разнофациальное строение свиты хиргис-нур позволяет предполагать, что граница литологических пачек А и Б не везде синхронна, что следует учитывать при стратификации многочисленных местонахождений этой территории. По-видимому, все местонахождения р. Дзабхана приурочены к верхней части пачки А или основанию пачки Б свиты хиргис-нур. Ниже приводим списки фауны позвоночных по местонахождениям долины р. Дзабхан.

1. Я в а р: *Hipparion sefvei*, *H. parvum*, *Paracamelus gigas*, *Felidae*, *Bovidae*, *Cervidae*, *Girafidae*, *Mustelidae* (*Eomellivora?*, *Martes?*), *Gazella mongolica?*, *G. sp.*, *Sinocastor sp.*, *Ochotonoides sp.*, *Lophocricetus sp.*, *Microtodon sp.*, *Rhizomyidae gen.*, *Leporinae get.*, *Dipodidae gen.*, *Lagomyinae gen.*, *Muridae gen.*

2. Т а т а л ы: *Cervidae gen.*, *Gazella cf. dorcadoides*, *G. (Procapra) sp.*, *Hypolagus sp.*, *Ochotona sp.*, *Dipoides sp.*, *Promimomys sp.*, *Rhizomyidae gen.*

Южнее, между озерами Хара-Нур и Хара-Усу-Нур, на самом "выклинивании" пачки Б по левому берегу протоки Чоно-Хариах расположен ряд разрезов с фауной млекопитающих. Они отвечают верхам (уровень 37–62) пачки А стратотипа свиты хиргис-нур (Чоно-Хариах-1, -2, низ) и основанию пачки Б (Чоно-Хариах-2, верх). Описание этих разрезов было приведено нами ранее [Девяткин, 1970]. Список фауны по этим местонахождениям следующий.

3. Ч о н о-Х а р а р х-1: *Hipparion cf. theobaldi platiodus* (низы разреза), *H. houfenense* (верхи разреза), *Ursidae gen.*, *Machairodus sp.*, *Rhinocerotidae gen.*, *Ochotona sp.*, *Leporinae gen.* (*Alilepus?*, *Pratilepus?*), *Muridae gen.*, *Rhizomyidae gen.*, *Promimomys sp.*, *Pseudomeryx sp.*, *Lagomyidae gen.*, *Cricetulus sp.*

4. Ч о н о-Х а р а р х-2 (10–12 км ниже по протоке). Это местонахождение содержит фауну млекопитающих на двух уровнях отвечающих самым верхам пачки А и основанию пачки Б.

Низы разреза: *Hipparion sefvei*, *H. houfenense*, *Mastodontidae gen.*, *Antilopospira sp.*, *Dipoides sp.*, *Microtodon sp.*, *Microtinae gen.*, *Aratomys sp.*, *Miridae gen.*

Верхи разреза: *Machairodus sp.*, *Proboscideipparion sp.*, *Rhinocerotidae gen.*, *Soricidae gen.*, *Leporinae gen.*, *Muridae gen.*, *Cricetulus sp.*, *Promimomys sp.*, *Aratomys multifidus*.

<i>Hyocypris cornae</i>	<i>I. salebrosa</i>	<i>I. biblicata</i>	<i>I. bradyi</i>	<i>Candoniella albicans</i>	<i>C. subellipsoida</i>	<i>Cyprionotus salinus</i>	<i>Eucypris foveatus</i>	<i>Cyclocypris laevis</i>	Число общих видов
+	+	+	+	+	+	+	+	+	17
+		+	+	+	+	+	+		12
	+	+					+		8
	+		+	+	+		+	+	9
									4

Общий состав фауны свиты хиргис-нур дан в табл. 17.

Кроме фауны млекопитающих, для корреляции приведенных местонахождений со стратотипом свиты хиргис-нур должна быть принята во внимание геологическая позиция этих местонахождений, а также фауна беспозвоночных, в частности моллюсков и остракод. Комплекс гастропод ("третий моллюсковый горизонт") занимает диапазон самых верхов пачки А (уровень 62 м) и низов пачки Б [Девяткин, Жегалло, 1974]. Среди остракод из разреза Чоно-Хариах-2 А.П. Савиновой были определены следующие общие виды, известные из верхов пачки А — низов пачки Б стратотипа: *Hyocypris cornae*, *I. biblicata*, *I. bradyi*, *I. salebrosa*, *Eucypris foveatus*, *Cyprionotus salinus* (Brady), а также *Hyocypris decipiensis* Masl., *Eucypris crassa* Müller, *Candona rostrata* (Brady et Norm.), *Heterocypris rotundatus* Bronst., не встреченные в стратотипе. Комплекс харофит Чоно-Хариаха-2 аналогичен низам пачки Б, как показано выше.

К северо-востоку от стратотипа свиты хиргис-нур, в 6 км от побережья оз. Хиргис-Нур, был обнаружен новый разрез свиты (Хиргис-Нур-3). Пачка Б здесь представлена не чисто мергельными слоями (как в стратотипе), а ее верхняя часть замещена бурными глинами, песками и рыхлыми гравелистыми песчаниками. В них была обнаружена фауна млекопитающих: *Hipparion houfenense*, *Rhinocerothidae* gen., *Anapsinus sinensis* (определения В.И. Жегалло, И.А. Дуброво).

Кроме фауны млекопитающих из свиты хиргис-нур, Е.Н. Курочкиным [1971, 1976] было описано 14 видов птиц водного (*Phalacrocorax reliquus*, *P. mongoliensis*, *Nyctanassa kobdoenas*, *Gygis pristis*, *Anser devjatkini*, *A. liscunae*, *Heterochen vicinus*, *Anas soporata*, *Aythya spatiosa*) и степного местообитания (*Alectoris* sp., *Lophura* sp., *Syrnatis* sp.).

Отложения свиты хиргис-нур широко развиты и в других впадинах Котловины Больших Озер, где они, в общем, сохраняют свое двучленное строение разреза.

В Ачитнурской впадине разрез свиты хиргис-нур резко сокращены в мощности (до 30–50 м), хотя и здесь "мергельная" пачка выделяется. Из разреза Кобдо-Гол (у выхода реки во впадину) известны находки *Hipparion* cf. *houfenense*.

В Убанурской впадине верхняя часть разреза неогеновых отложений Е.В. Девяткиным, В.С. Зажиговым и И.Г. Лискуном [1968] была отнесена к свите хиргис-нур. Из разреза Холу известна следующая фауна млекопитающих: *Dipodidae* gen., *Microtodon* sp. (крупная форма), *Insectivora*, *Lagomyinae* gen., *Muridae* gen., *Lophocricetus* sp., *Dipoides* sp. (мелкая форма), *Cricetodon* sp., *Cricetinae*, *Microtodon* cf. *atavus* (Schloss.) (мелкая форма), *Microscoptes* sp. (крупная форма), а также

Таблица 16

Распространение харофитов в опорных разрезах плиоценовых отложений свиты хиргис-нур Монголии

Систематический состав	Хиргис-Нур-2		Хиргис-Нур-3	Чоно-Хариах-2		Хунг-Куре
	пачка Б		пачка А	пачка Б	пачка Б	пачка Б
	выше III МГ*	III МГ		III МГ	выше III МГ	III МГ
1. <i>Chara columnaria</i> Wang			+	+		+
2. <i>C. eboliangensis</i> Wang			+		+	+
3. <i>C. molassica</i> Straub						+
4. <i>Grambastichara torata</i> (Reid et Groves) Horn af Rantzien	+	+	+		+	+
5. <i>Hittelopsis (Tectochara) meriani</i> (L. et N. Grambast). Grambast et Soulió-Marsche	+				+	
6. <i>N. (T.) usboeneis</i> (Maslov) Grambast et Soulió-Marsche			+			+
7. <i>N. (T.) houi</i> (Wang.) Grambast et Soulió-Marsche			+		+	+
8. <i>N. (T.) zhui</i> (Wang) nov comb.						+
9. <i>Rhabdochara stocmansii</i> Grambast	+	+			+	+
10. <i>Mesochara</i> sp.						+
11. <i>Amblyochara neogenica</i> Gluchovskaja			+	+	+	+
12. <i>Sphaerochara granulifera</i> (Heer) Madler			+			+
13. <i>Maedlerisphaera ulmensis</i> (Straub)			+		+	+
14. <i>M. miranda</i> Gluchovskaja	+	+	+	+	+	+

* МГ – моллюсковый горизонт.

Hipparion cf. *plocodus*, *Rhinocerotidae* gen. Эти отложения сопоставляются с пачкой А стратотипа свиты. Имеется также большое количество костных остатков рыб, скорлупа яиц страуса, остракоды. С.М. Попова [1968] по фауне моллюсков эту часть разреза Холу выделила в "синотаневую" толщу (см. табл. 14).

Анализируя распределение моллюсков по приводимому С.М. Поповой [1968, стр. 236–237] разрезу Холу, важно отметить, что состав молакофауны по нему разнороден. Так, роды *Sinotaia* и *Nodularia* встречаются только в нижних частях "синотаневой" толщи (слои 2,3), а выше в "мергельной" толще (слой 4) присутствуют только роды *Valvata*, *Radix*, *Cyraulius*, *Planorbis*, *Sphaerium*, что соответствует "третьему моллюсковому горизонту" стратотипа свиты. Если учесть находки фауны млекопитающих в нижних частях разреза, в "синотаневой" пачке по р. Холу, представляется правильным выделить в ней два горизонта, коррелируемых с пачкой А и Б свиты хиргис-нур. Свита хиргис-нур по северному борту Убсанурской впадины перекрывается бурыми щебенисто-глинистыми пролювиальными отложениями зоплейстоцена до 120–160 м.

В Долиноозерской депрессии плиоценовые отложения были выделены в районе оз. Орок-Нур американскими геологами [Berkey, Morris, 1927в] в формацию хунг-куре. Они представлены тонкозернистыми белыми песками и светло-серыми глинами с фауной млекопитающих: *Gazella* sp., *Camelus* (?) sp., *Hipparion* sp., *Castor* sp., *Rhinocerotidae*, *Mastodontidae*, *Struthiolithus* sp. Мощность формации оценивалась американскими геологами в несколько сот метров, что сильно завышено. Этот разрез был изучен нами на северо-западных склонах горы Боро-Нур и приведен в статье [Девяткин, 1970]. Он состоит из двух пачек, которые соответствуют пачке А и пачке Б свиты хиргис-нур, общей мощностью до 80 м.

Выше залегает толща нижнеплейстоценового грубощебенистого сероцветного пролювия свиты гошу.

Таблица 17

Распространение фауны млекопитающих по сводному разрезу свиты хиргис-нур (по местонахождениям Северо-Западной Монголии)

Систематический состав	пачка А			пачка Б
	0-10 м	10-37 м	37-62 м	
1	2	3	4	5
Perissodactyla				
Hipparion theobaldi mogoicum (поздняя форма)			—————	
H. elegans	—————		—————	
H. hippidioides (ранняя форма)			—————	
H. hippidioides (поздняя форма)			—————	
H. theobaldi platyodus		—————		
H. sefvei			—————	--- ?
H. parvum			—————	--- ?
H. houfenense (ранняя форма)			—————	
H. houfenense (поздняя форма)			—————	
Proboscidea				
Chilotherium sp.				
Elasmotheriinae				
Rhinocerotidae				
Artiodactyla				
Paracamelus gigas				--- ?
Gazella dorcadoides			----- ?	
G. blacki			—————	
G. mongolica		-----	—————	
Antilospira (?) sp.				--- ?
Olonbulukia (?) sp.				
Tragocerus sp.				
Cervavitus sp.				
Cervus sp.				
Muntiacus sp.				
Sinomegaceros sp.				
Lagomorpha				
Proochotona sp.				
Ochotona sp.				
Ochotonoides sp.				
Hypolagus sp.				
Rodentia				
Dipoides sp.				
Lophocricetus sp.				
Microtodon sp.		—————		(крупная форма)
Microscoptes sp.				
Sinocastor sp.				
Pseudomeriones sp.				
Cricetodon sp.				
Pararhizomys sp.				
Cricetulus sp.				
Promimomys sp.			—————	?
Aratomys			—————	?
Carnivora				
Mustelidae gen.				
Sivaonyx sp.				
Lutrinae gen.				
Hyaenidae gen.				
Canidae gen.				
Canis sp.				
Ursidae gen.				
Felidae gen.				
Machairodus sp.				----- ?
Proboscidea				
Mastodontidae gen.		-----	—————	
Anancus sinensis				

По-видимому, вся фауна формации хунг-куре, приведенная в работе Ч. Берки и Ф. Морриса, происходит из нижней пачки. Мы совместно с И.Г. Лискун в этой пачке аллювиальных песков с гравием обнаружили также остатки мастодонтов, гиппарионов, птиц (*Gygnus pristinus* Kur.) и скорлупу яиц страуса. По находкам Д. Дашзэвэга отсюда известны *Prosiphneus* sp., *Sinocastor* cf. *anderssoni*, *Hipparion* cf. *mongolicum*, *Gazella* sp.

Хотя разрезы свиты хиргис-нур в Долине Озер и Котловине Больших Озер расположены далеко друг от друга, они литологически близки между собой, а также имеют близкий состав фауны и охарактеризованы сходными спорово-пыльцевыми спектрами [Девяткин, Шилова, 1970].

Бурением осадки плиоцена были вскрыты под песчаными плейстоценовыми образованиями во всей центральной части Долиноозерской депрессии — от оз. Тэцин-Цаган-Нур до оз. Бон-Цаган-Нур. Они представлены озерными фациями — глинами, песками, мергелями, достигающими мощности 100—120 м.

Проведенное описание типичных разрезов плиоцена, анализ распределения фаций в разных структурно-геоморфологических зонах, выяснение соотношений с подстилающими и перекрывающими горизонтами кайнозоя дают возможность выяснить общие закономерности строения плиоценового разреза. Это особенно важно для стратификации местонахождений фауны и более подробного стратиграфического расчленения плиоцена в стратотипическом регионе Внутренней Азии. Эти закономерности следующие.

1. Два типа разреза плиоцена являются крайними вариантами, отражающими различные структурно-фациальные условия осадконакопления — озерные и аллювиально-озерные (свита хиргис-нур) и пролювиальные и пролювиально-аллювиальные (свита алтан-тэли). Первый тип разреза характерен для межгорных впадин, второй — для предгорий.

2. Свиты хиргис-нур и алтан-тэли вероятно, одновозрастны. Все местонахождения фауны приурочены к нижней части свиты алтан-тэли, а большинство местонахождений фауны свиты хиргис-нур связано с ее средней и верхней частями, что создает впечатление некоторой разновозрастности самих свит.

3. Плиоценовые отложения (оба варианта разреза) залегают с размывом на свите ошин, местами имеющей в кровле признаки выветривания. Перекрываются отложения плиоцена эоплейстоценовыми осадками (свита туин-гол). Границы размывов видны особенно четко в прибортовых частях впадин, где контактируют разнофациальные части разреза; в центральных частях впадин этот контакт выражен увеличением грубообломочности отложений эоплейстоцена. В разрезах предгорий смена плиоценовых отложений эоплейстоценовыми четко не выражена, так как отложения этих горизонтов имеют одинаковый фациальный состав.

4. Озерный тип разреза имеет двучленное строение (пачка А и Б свиты хиргис-нур), отражающее трансгрессивную фазу осадконакопления во впадинах. Мергельно-глинистые осадки пачки Б отвечают максимуму озерной трансгрессии, уровень которых в разных впадинах был неодинаковый.

Палинологическая характеристика плиоценовых отложений страторегiona. Палинологические материалы по плиоценовым отложениям страторегiona получены впервые [Девяткин и др., 1970; Шилова, Девяткин, 1972]. Наиболее полные данные имеются по свите хиргис-нур (разрезы Хиргис-Нур-1, -2, Холу, Чоно-Хариах, Кобдо, Хунг-Куре); по свите алтан-тэли имеются спорово-пыльцевые данные лишь по самому стратотипу.

Прежде чем перейти к характеристике спорово-пыльцевых диаграмм плиоцена, необходимо сделать некоторые общие замечания, связанные с применением палинологического метода в Монголии.

1. Разнообразие геоморфологических условий, существующее в Монголии в настоящее время, было характерно и для неогена, что подтверждается всей историей развития рельефа этого и смежных с ним регионов [Алтае-Саянская область, 1969; Прибайкалье и Забайкалье, 1974; Николаева, 1970; Девяткин, 1965].

2. Это обусловило существование сложного, часто мозаичного, расположения растительных ландшафтов, определяемых в целом сочетанием широтной и вертикальной поясности. Поэтому спорово-пыльцевые спектры отражают достаточно обобщенный "смешанный" состав растительности.

3. Климатические колебания в плиоцене происходили на общем, достаточно аридном фоне и, по-видимому, не были столь резкие и контрастные, как в более северных поясах Азиатского континента.

4. В изученных спорово-пыльцевых спектрах плиоценовых отложений преобладает пыльца травянистых, которая обычно определяется только до семейства. Это затрудняет восстановление периодов изменения температурного режима и влажности, которые, судя по изменению осадков, несомненно существовали в плиоцене. Лишь наиболее глубокие климатические изменения, вызывавшие значительные изменения растительности, удается восстанавливать.

5. Для Монголии недостаточно методических исследований по применению спорово-пыльцевого метода; такие работы только начаты (Е.А. Мальгина, Е.М. Малаева, Л.А. Крупенина, Л.В. Голубева, Г.Н. Шилова, А.М. Лисун).

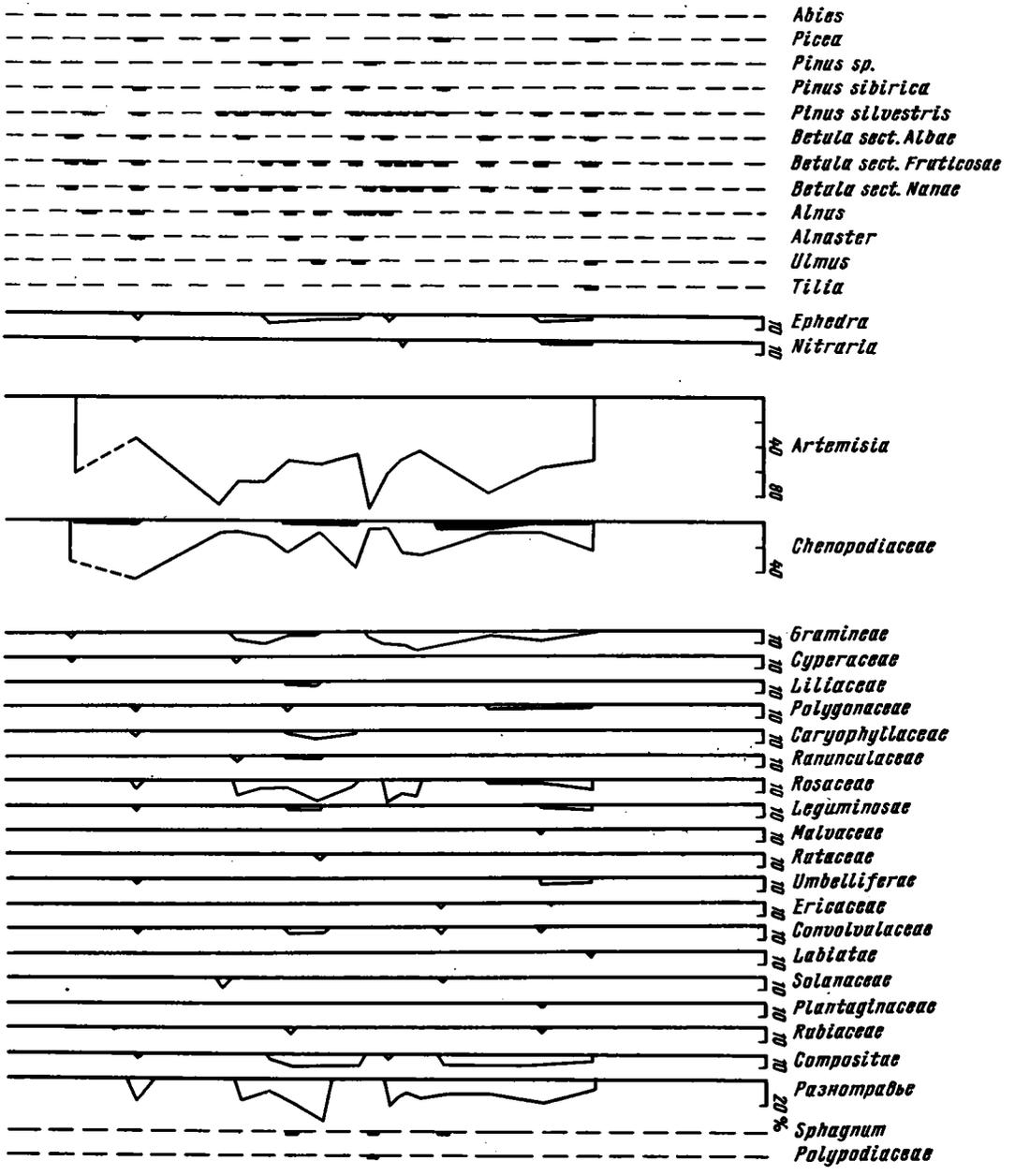
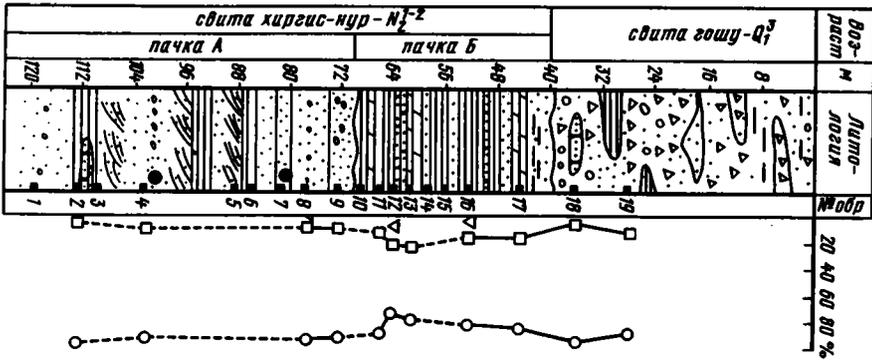
Ниже приводим материалы палинологической характеристики свиты хиргис-нур по разрезу Хиргис-Нур (рис. 19 см. вкл.).

По данным Е.М. Малаевой, в разрезе свиты хиргис-нур выделяются две палинозоны. Первая отвечает пачке А (глубина 58–136 м). Здесь отмечается относительно бедное содержание пыльцы и спор. В общем составе преобладает пыльца деревьев и кустарников, трав и кустарничков, причем содержание последних двух компонентов несколько повышено в нижней и верхней частях этого горизонта. Отмечается постоянное участие пыльцы умеренно теплолюбивых широколиственных растений (лещины, липы, ольхи), единичны находки пыльцы дуба, вяза, клена на фоне преобладающей пыльцы сосны обыкновенной, различных берез, сосны сибирской, кедрового стланника, ели. Постоянно отмечена также пыльца кустарниковых берез, ольховника и единично пыльца пихты. Разнообразный состав пыльцы травянистых растений говорит о пестром сочетании ландшафтных условий, которые были свойственны предгорьям и самому хребту Хан-Хухэй, а также окружающим оз. Хиргис-Нур равнинам. В отдельных пробах содержится значительное количество спор, особенно папоротников.

Вторая палинозона отвечает пачке Б свиты хиргис-нур (глубина 30–58 м). Здесь преобладает пыльца деревьев и кустарников. Намечается выделение трех горизонтов. В нижнем (45–58 м) преобладает пыльца темнохвойных пород — ели, кедровой сосны, единично отмечается пыльца тсуги и экзотических видов сосен. Постоянно отмечена пыльца берез, сосны обыкновенной и широколиственных растений. В среднем горизонте (35–45 м) существенно преобладает пыльца темнохвойных растений. Характерно значительное участие экзотических хвойных, тсуги, ели. В верхнем горизонте (30–35 м) доля участия в спектрах пыльцы темнохвойных растений снижается, исчезает пыльца экзотических хвойных. В то же время возрастает роль пыльцы мелколиственных (береза) и широколиственных растений, велико содержание пыльцы сосны обыкновенной. Следует отметить, что в спектрах нижнего и особенно верхнего горизонтов появляются новые компоненты пыльцы широколиственных растений — бук, грецкий орех при сохранении пыльцы ранее встреченных широколиственных растений — липы, лещины, ольхи, вяза, клена.

Таким образом, во время формирования пачки Б свиты хиргис-нур на хребте Хан-Хухэй были распространены лесные таежные ландшафты, сменяющиеся в предгорьях хвойно-широколиственными лесами с участием южнобореальных видов. Вторая палинозона разреза свиты хиргис-нур характеризует наиболее оптимальные условия для развития лесной растительности в плиоцене.

Разрез Хунг-Курэ свиты хиргис-нур расположен почти в 1000 км юго-восточнее, в Долине Озер, на абсолютной высоте 1200 м (рис. 20). Для пачки А, по данным Г.Н. Шиловой, характерно господство пыльцы травянистых и кустарничковых растений (91–97%) при содержании пыльцы древесных всего 3–9%. Группа древесных менее разнообразна, встречается пыльца сосны (подрод *Harpoxylon*, *P. silvestris*), ели (секция *Eurpiceae*), березы, ольхи, вяза (*U. pumila*). В группе травянистых и кустарничковых значительно преобладает пыльца полыни (35–55%) — А. секции *Absintium*, *Dracunculus*, *Seriphidium*, *Euartemisia*. Пыльца маревых (7–63%) разнообразна по составу, что типично для пустынно-степных местообитаний, полынных степей. Разнообразны кустарники (3–15%) семейства розоцветных (*Spiraea* sp., *Rosa* sp., *Cotoneaster* sp., *Amygdalus* sp.), бобовых (*Caragana* sp., *Hedysarum* sp.), парнолистных (*Nitraria* sp., *Zygophyllum* sp.). Пыльца эфедры составляет 2–3%, единична пыльца



злаков, гвоздичных, сложноцветных, вьюнковых. Наибольшее количество пыльцы лебедовых отмечено для низов пачки А, что отвечает наиболее высокой степени ксерофитизации растительности.

В спорово-пыльцевых спектрах из пачки Б по-прежнему преобладает пыльца травянистых и кустарничковых (77–92%), но содержание пыльцы древесных увеличивается (8–23%), сохраняя примерно тот же состав. В группе травянистых снижается роль (4–26%) и обедняется состав маревых, представленных только степными видами (*Chenopodium* sp., *Eurotia ceratoides*). Содержание пыльцы полыни увеличивается до 60–79%, повышается количество лесостепных (А. подрод *Euartemisia*) и уменьшается количество пустынно-степных элементов (А. подрод *Seriphidium*). Такое изменение состава растительности отражает увеличение влажности – смену злаково-полынных с эфедрой и опустыненных степей (пачка А) злаково-полынными степями (пачка Б).

Таким образом, на двух типичных разрезах свиты хиргис-нур получены однотипные спорово-пыльцевые спектры. Они отражают тенденцию увеличения влажности климата в середине плиоцена (пачка Б), выразившуюся в разной степени в зависимости от положения разрезов. Эти данные были проконтролированы спорово-пыльцевыми материалами также по разрезу Хиргис-Нур-1 и Чоно-Хариах [Девяткин, Шилова, 1970] и разрезу Кобдо-Гол. В последнем содержании пыльцы древесных (верхи пачки А – пачка Б) достигает 39%, травянистых – 61,5%, спор – 0,5%. Среди древесных пыльца ели (секция *Eurpicea*) составляет 0,7%, сосны – 3,7%, *P. silvestris* – 44%. *P. sibirica* – 7,4%. Лиственные породы представлены *Betula* секции *Albae* – 19%, *B.* секции *Nanae* – 18,5%, *Alnus* sp., – 0,7%. Этот разрез расположен на краю Ачитнурской впадины, у склона Монгольского Алтая, на абсолютной высоте около 1700 м. Таким образом, в этом разрезе намечается тенденция изменения спорово-пыльцевых спектров свиты хиргис-нур от “степного” к “лесостепному” типу.

Крайним вариантом – “лесным” типом спорово-пыльцевого спектра – охарактеризован разрез свиты хиргис-нур по р. Холу на северном борту Убсанурской впадины у подножия хребта Хан-Хухэй (абсолютная высота около 1000 м) (рис. 21). Здесь резко преобладает пыльца древесных пород (62–100%), главным образом темнохвойных: ель – 17–25%, пихта – 3–8%, кедр – 1%, несовременные виды сосен – 20–70%, тсуга – 7–9%, лиственница – 2,5%. Отмечена пыльца берез секции *Albae* – 2–15%, *Fruticosae* – 2–8%, *Nanae* – до 7%, а также единичная пыльца *Alnus*, *Ulmus*. В травянистой части спектра обильна пыльца ксерофитов: полыни (39–51%), маревых (46–57%), причем пустынно-степные роды (*Anabasis*) составляют лишь 2–16%, единична пыльца эфедры.

Описанный спорово-пыльцевой спектр свиты хиргис-нур значительно отличается от других спектров этой же свиты. Это связано с наиболее северным положением разреза Холу, что, естественно, отражает определенную широтную и высотную зональность растительности, существовавшую уже в плиоцене. По своему характеру спорово-пыльцевой спектр разреза Холу сходен со спектрами кызылгирской свиты Горного Алтая [Девяткин, 1965]; близкие спектры получены Л.В. Голубевой [Равский, 1972] для низов охристой свиты Тункинской впадины. Указанные толщи примерно одновозрастны и отражают “лесной” тип растительности плиоцена горного пояса Южной Сибири.

Для свиты алтан-тэли получена спорово-пыльцевая диаграмма по стратотипу – разрез Алтан-Тэли, в которой можно выделить две палинозоны. В низах разреза преобладает пыльца травянистых и кустарничковых (89%); в группе древесных единична пыльца сосны, кедровой сосны, экзотических видов сосен, кустарничковой березы, ольховника. В группе пыльцы травянистых господствует пыльца ксерофитов: маревых (53–58%) и полыни (37%). Среди маревых значительно преобладает пыльца *Chenopodiaceae* подсемейства *Spirolobeae* (40–44%), представленная родами *Salsola* и *Anabasis*, единична пыльца нитралии, вересковых и разнотравья. В целом эта часть спектра близка к спектру низов пачки А свиты хиргис-нур.

В составе спорово-пыльцевого спектра верхней части свиты увеличивается количество пыльцы древесных и кустарничковых (до 13–30%), появляются споры

Рис. 20. Спорово-пыльцевая диаграмма свиты хиргис-нур (разрез Хунг-Курэ). Составила Г.Н. Шилова

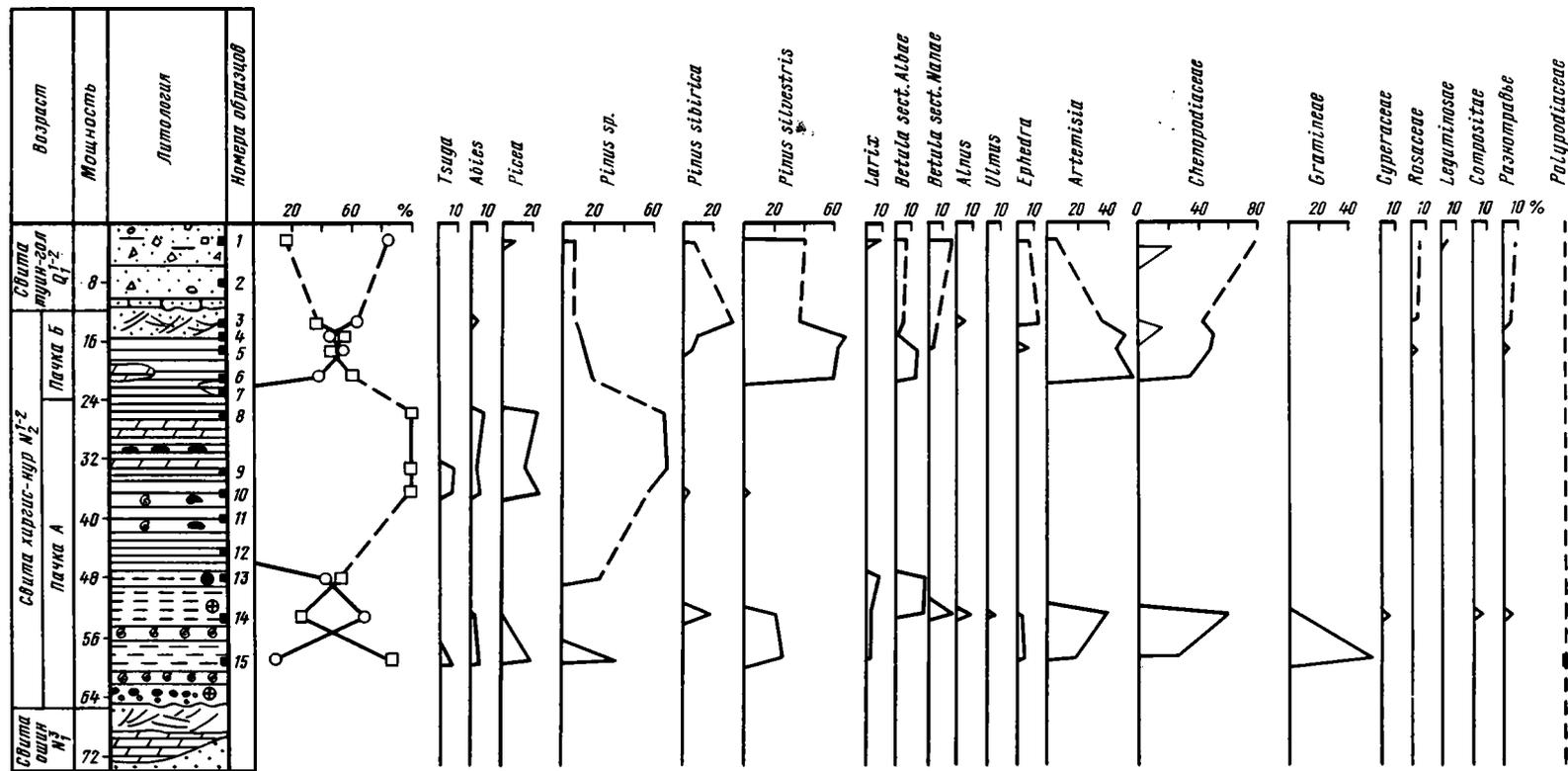


Рис. 21. Спорово-пыльцевая диаграмма свиты киргис-нур (разрез Холу, северный борт Убсанурской впадины). Составила Г.Н. Шилова

(0,5–1,6%). В группе пыльцы древесных и кустарниковых, наряду с пыльцой сосен, кустарниковых берез, появляется пыльца ели, березы секции *Albae*, лещины и липы. Среди травянистых преобладает пыльца ксерофитов: полыни (27–66%), маревых (23–47%), но в ее составе резко сокращается количество пыльцы пустынно-степных видов. Сумма пыльцы разнотравья возрастает до 5–18%, а их видовое разнообразие увеличивается. Единичные споры представлены видами *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Selaginella sanguinolenta*.

Такое увеличение пыльцы древесных и кустарниковых (в 2–2,5 раза по сравнению с участием их в современных спектрах поверхностных проб), появление пыльцы ели и широколиственных пород, а также спор, резкое снижение роли пустынно-степных видов в группе маревых, увеличение количества и видового состава пыльцы разнотравья свидетельствует об увеличении влажности климата к верхам свиты алтан-тэли. Подобная тенденция характерна, как показано выше, и для свиты хиргис-нур.

Рассмотрев палинологические материалы по плиоценовым отложениям свит хиргис-нур и алтан-тэли, необходимо подчеркнуть следующие особенности.

1. Установлена общая тенденция увеличения влажности климата снизу вверх по разрезу плиоцена для зоны котловин и гор.

2. Спорово-пыльцевые спектры обеих свит отражают состав растительности разных высотных поясов, что подчеркивает существование вертикальной зональности в плиоцене.

3. Состав спорово-пыльцевых спектров одновозрастных разрезов свиты хиргис-нур меняется от "пустынно-степного" через "степной" к "лесному" типу в направлении с юго-востока на северо-запад.

4. Состав спорово-пыльцевых спектров зависит от геоморфологического положения изучаемых разрезов плиоцена, что необходимо учитывать при интерпретации палинологических материалов.

Плиоценовые отложения других районов Монголии. По сравнению со страторайоном плиоценовые отложения других районов Монголии в биостратиграфическом отношении изучены недостаточно. Это не позволяет пока дать детальную схему их расчленения и провести точную корреляцию с разрезом страторайона. Все материалы по плиоцену Восточной Монголии были опубликованы Н.А. Мариновым [1957], Н.А. Мариновым, Е.В. Девяткиным, Г.А. Алексеевой [Геология Монгольской Народной Республики, 1973].

В последние годы были получены новые материалы по плиоценовым отложениям Хангая, территории Орхон-Селенгинского среднегорья и Хэнтэя. Здесь распространение плиоценовых отложений связано с долинами рек и их притоков. Хотя эти отложения и не имеют хорошей палеонтологической характеристики, соотношение их с разновозрастными горизонтами базальтов, имеющих палеомагнитную характеристику, и абсолютные датировки позволяет наметить их стратификацию; имеется также и палинологическая характеристика ряда разрезов плиоцена. Эти материалы частично опубликованы [Болотова, 1966; Девяткин, Зажигин, 1974; Кожевников и др., 1970; Корина и др., 1973; Корина, 1974]. Наиболее полные сведения по стратиграфии плиоцена этого района содержатся в работе Н.А. Кориной [1974].

В долинах Северной Монголии плиоценовые отложения обнаружены по рекам Селенга, Орхон, Чулуту, Эгин-Гол, Шишхид-Гол; они имеются как на участках долин, где развиты долинные базальты, так и вне их, где они образуют наиболее высокие террасы (до 200 м).

Подбазальтовые галечники (или "подбазальтовый" аллювий) Хангая. Выше мы отмечали, что проблема стратиграфии "подбазальных" галечников не решена и для смежных районов Прибайкалья. В Северной Монголии намечается выделение нескольких разновозрастных горизонтов "подбазальных" галечников, имеющих как аллювиальный, так и пролювиальный генезис. Аллювиальные галечники обычно хорошо окатаны, заключены в бурые, желтые, иногда ржавые пески. Пролувиальные отложения представлены бурыми суглинками с включением щебенисто-гравийного материала. Для обоих вариантов разреза характерна выветрелость обломочного материала.

1. Наиболее древние "подбазальные" галечники (первый горизонт) обнаружены Н.А. Кориной и В.П. Чичаговым в долине р. Чулуту, выше впадения р. Чингистуин-Гол. Здесь под сложно построенной толщей базальтов, образующих террасу

высотой 250–300 м и имеющих обратную намагниченность, вскрыты хорошо окатанные галечники в серовато-желтом разнозернистом песке (до 1–3 м). Подобные галечники вскрыты скважинами и на левом берегу р. Чулугу в 10–15 км ниже устья р. Чингистуин-Гол. По-видимому, к этому же горизонту могут относиться и пролювиальные бурые щебни под базальтами правого берега р. Шишихид-Гол, в устье Тэнгэсин на севере Дархатской впадины [Девяткин и др., 1971]. Они залегают под базальтами террасы (до 300 м). Эти базальты имеют в большей части обратную, а в самых низах — прямую намагниченность.

2. Ко второму горизонту относятся "подбазальтовые" галечники в долине р. Чулугу, у устья р. Чингистуин-Гол, где они встречаются в виде прослоев (на глубине 110 и 80 м) в толще базальтов с прямой намагниченностью, образующих высокую террасу до 250 м.

3. К третьему горизонту относятся "подбазальтовые" галечники, залегающие под базальтами с обратной намагниченностью в долине р. Орхон, у сомона Орхон; их стратиграфическая позиция наиболее четкая. Эти галечники залегают на цоколе под базальтами 90–100-метровой террасы, которые в тыловой части перекрыты эоплейстоценовыми пролювиальными буроцветными отложениями [Девяткин, и др., 1973], сходными с осадками разреза Шамар. В 1978–1979 гг. В.С. Зажигины и нами здесь найдена соответствующая фауна. Возраст базальтов (по K–Ar) в их верхней части — $3,1 \pm 0,2$ млн. лет [Габуня и др., 1975]; в нижней — $6,2 \pm 0,5$ млн. лет. Таким образом, "подбазальтовые" галечники этого разреза датируются плиоценом или миоценом (?). Установив соотношения "подбазальтовых" галечников третьего горизонта с эоплейстоценом и датированными базальтами, мы должны считать возраст первого и второго горизонта галечников более древним — в пределах низов плиоцена, а возможно, и миоцена.

По "подбазальтовым" галечникам (третий горизонт) в разрезе Орхон Г.Н. Шиловой получен спорово-пыльцевой спектр, в котором значительно преобладает пыльца древесных пород (60–64%), пыльца травянистых и кустарничковых составляет 25–30%, споры — 3–11%. Среди пыльцы древесных резко преобладает пыльца сосны (45–50%), отмечена пыльца ели, лиственницы, берез секции *Albae* (17–21%), *Fruticosae* (1–8%), *Nanae* (8%), а также единично пыльца *Alnus*, *Alnaster*, *Corylus*, *Larix*, *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*. Среди пыльцы травянистых (до 40%) преобладают разнотравье и злаки, маревые единичны, представлены степными видами — *Kochia*, *Chenopodium*. Среди спор отмечены единичные, споры зеленых и сфагновых мхов, лесных плаунов (*Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*), папоротников семейства *Polypodiaceae*, плаунов *Selaginella sanguinolenta*.

Аллювиальные отложения высоких террас. В долинах крупных рек Северной Монголии вне площади развития долинных базальтов по рекам Селенги, Хунуя, Чулугу, Эгийн-Гола сохранились фрагменты высоких, обычно цокольных, террас. В интервале высот от 200 до 80 м устанавливается обычно до четырех террас (200, 130–150, 100, 80–90 м), высота которых постепенно понижается вниз по долинам. Мощность аллювия достигает на них лишь 5–10 м и увеличивается у более низких. Состав отложений, обычных для горных рек, — буроцветные валунники и галечники с прослоями ржаво-желтых песков, темно-бурых суглинков; в составе материала наблюдается повышенное количество кварца, кварцитов, яшмовидов — стойких к выветриванию пород. Много выветрелых валунов и галек, иногда рассыпающихся, имеющих выветрелую каемку или ожелезненную корку. Окатанность аллювия весьма высокая; иногда в прибортовых частях долин в его составе имеются прослойки и линзы щебенистого материала.

Геолого-геоморфологическая позиция, генезис и состав отложений высоких террас такие же, как и у "подбазальтовых" галечников. Они являются фрагментами единой неогеновой гидросети Северной Монголии. Прямое сопоставление высоких террас и горизонтов плиоценовых галечников затруднительно в связи с отсутствием прямых взаимоотношений — переходов разновозрастных горизонтов "подбазальтовых" галечников в аллювий той или иной террасы. Однако одинаковое высотное положение разных горизонтов галечников и террас может быть определенным критерием их сопоставления.

Исходя из этого, а также учитывая факт "вложения" базальтовой террасы (60 м), перекрытой эоплейстоценовыми буроцветами и имеющей в цоколе третий (моло-

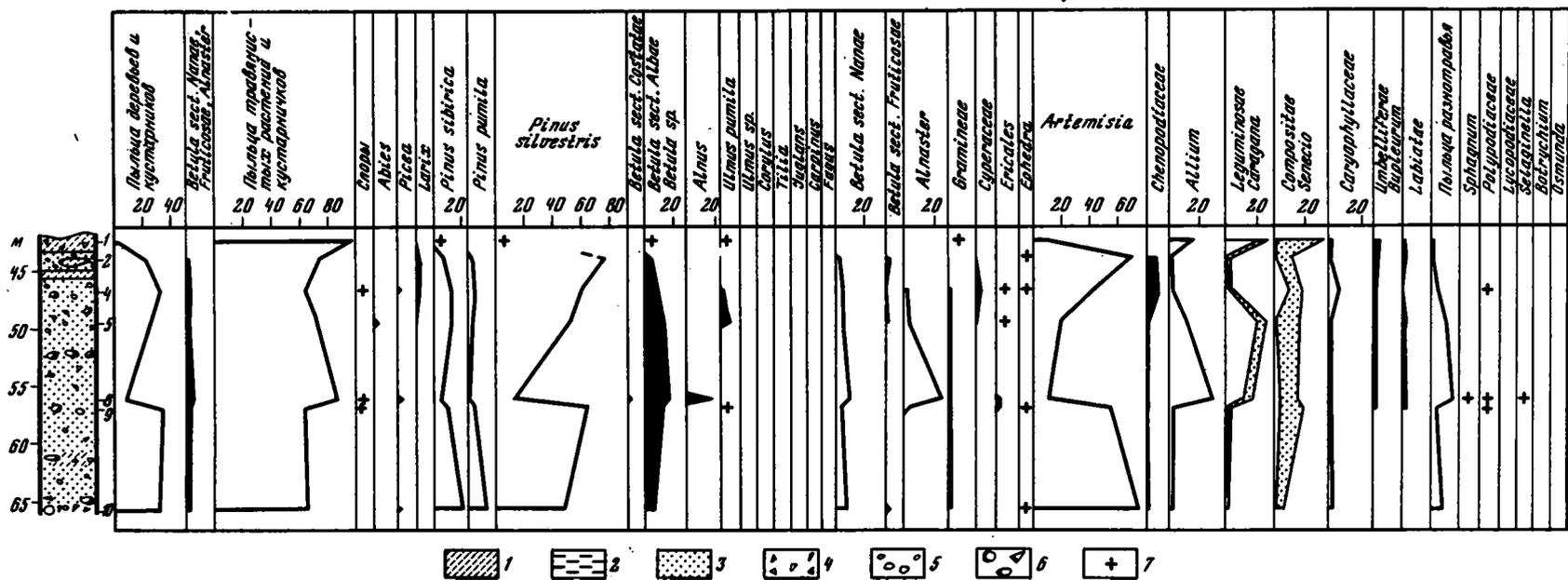


Рис. 22. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части 90-метровой террасы р. Чулуту. Составила Е.М. Малаева

дой) горизонт "подбазальтовых" галечников, в 80–100-метровую террасу в устье р. Хануй-Гол, мы имеем основание датировать все высокие террасы не моложе плиоцена. Аллювий наиболее высокой (200 м) террасы может быть и более древним.

Палинологические материалы по высоким террасам приведены в работе Н.А. Кориной [1974]. Хотя эти материалы еще фрагментарны, они позволяют выявить общую тенденцию в изменении растительности плиоцена северных районов Монголии.

Наиболее показательны в этом отношении спектры 200, 140, 100 и 90-метровых террас в среднем течении р. Чулуту. По определению Л.А. Крупениной, в спектре аллювия на 200-метровой террасе преобладает пыльца травянистых растений (70%); в ее составе доминирует пыльца *Artemisia* (до 70%), а также *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Thalictrum*, *Rumex*. Среди пыльцы древесных много сосны секции *Diploxylon* (72%), а также кустарниковых форм березы (12%), *Larix* (1%), *Alnaster* (6%), *Salix* (2%), *Alnus* (11%). В группе спор (2%) определены *Selaginella sanguinolenta* и *Polypodiaceae*.

Для спорово-пыльцевого спектра 140-метровой террасы также типично преобладание травянистых растений (60–73%), среди которых много *Artemisia* (55–65%), а также *Chenopodiaceae*, *Dipsaceae*. Среди пыльцы древесных пород преобладает сосна (66–73%), береза секции *Fruticosae* (22–31%), *Alnus* (9–10%), *Larix* (5%); встречена пыльца *Carpinus* (9%). В спорово-пыльцевом спектре верхней части 100-метровой террасы древесные элементы составляют 44%. Кроме сосны (78%) в нем преобладает кустарниковая береза (20%), имеется лиственница (1%), встречаются широколиственные – *Ulmus pumila* (1%), а также *Alnaster*, *Alnus*.

Наиболее подробно изучен состав растительности 90-метровой террасы р. Чулуту (рис. 22). По данным Е.М. Малаевой, в спорово-пыльцевых спектрах из этих отложений преобладает пыльца травянистых растений и кустарничков. Среди пыльцы древесных преобладает пыльца сосны обыкновенной и сибирской, кедрового стланика, различных берез, ольховника. Отмечена пыльца ели, пихты, лиственницы, ольхи, вяза мелколистного. Среди недревесной части спектра доминирует пыльца лугово-степного разнотравья. Постоянно отмечается пыльца лугово-лесных сообществ – рододендрона, багульника, других вересковых, гречишных, валерианы, лютика. Анализ спектра позволяет предполагать растительность нескольких вертикальных поясов – субальпийского, фрагментарного пояса темнохвойной тайги, пояса смешанных лесов, горной лесостепи и степей.

Если проследить изменение состава растительности во времени (от более высоких террас к низким), выявляется тенденция увеличения залесенности территории. Это особенно характерно для 100 и 130-метровой террасы.

Подобная тенденция в развитии растительности, как показано выше, характерна и для плиоцена Западной Монголии. Это дает возможность, учитывая приведенные геологические данные, относить аллювиальные отложения высоких террас и "подбазальтовые" галечники Северной Монголии примерно к тому же стратиграфическому интервалу – нижнему – среднему плиоцену, не исключая, однако, возможность и более древнего их возраста.

Г Л А В А И I I I

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ОБОСНОВАНИЯ ВОЗРАСТА И КОРРЕЛЯЦИИ

Главный критерий обоснования возраста континентальных палеогеновых и неогеновых отложений Внутренней Азии – фауна млекопитающих. Их эволюционное изменение и синхронность основных этапов становления и развития достаточно обоснованы работами А.А. Борисяка, Е.И. Беляевой, Л.К. Габуния, В.Ю. Решетова, М.М. Рубинштейна, Б.А. Трофимова и других исследователей как для территории Азии, так и для Северной Америки и Европы.

Надо отметить, что обоснование возраста палеогена и неогена Внутренней Азии основывалось ранее на материалах, собранных в 20-х годах американскими исследователями, предложившими первую схему корреляции с разрезом континентального палеогена и неогена Северной Америки.

Предлагаемая нами межрегиональная корреляция учитывает новые биостратиграфические данные. Однако в связи с отсутствием в ряде регионов Внутренней Азии достаточно полного палеонтологического обоснования подразделений палеогена и неогена степень обоснованности и дробности корреляции может быть различной. Кроме биостратиграфических данных по фауне млекопитающих, определенное значение имеют материалы и по фауне беспозвоночных: моллюсков, остракод, а также палинологические данные, ранее не привлекавшиеся для целей корреляции. Однако при использовании этих групп организмов и флоры необходимо учитывать их провинциальные особенности, проявление эндемизма, обусловленное местными причинами.

В целом биостратиграфические критерии являются ведущими при корреляции, но их "разрешающая" способность разная. Это связано как с разной скоростью эволюции различных групп фауны, так и с детальностью самого биостратиграфического расчленения, заметно увеличивающегося от палеогена к неогену и особенно к антропогену.

Определенным критерием корреляции континентальных толщ разных регионов служит их литолого-фациальный состав, который дает возможность наметить крупные этапы осадконакопления, определяемые однотипностью формационных — тектонических и ландшафтно-климатических условий. Однако в вопросах литолого-фациальной (или формационной) корреляции надо непременно учитывать разную структурную позицию и зональность в положении разных регионов.

Особо важное значение для корреляции кайнозойских толщ как в пределах одного региона, так особенно для межрегиональных — "дальних" — корреляций разнофациальных образований — континентальных, прибрежно-морских, морских и океанических — имеют, несомненно, радиологические и палеомагнитный методы, получившие широкое применение главным образом для позднего кайнозоя. На особое значение этих методов для целей корреляции специально указывали В.В. Меннер и другие [1972]. Безусловно, лишь сочетание биостратиграфических, радиологических и палеомагнитного методов может дать наиболее объективные критерии для дальних корреляций и создания единой шкалы кайнозоя. Наиболее важными работами, заложившими основу межрегиональных корреляций на геохронологической основе, являются исследования Л.Г. Габуня и М.М. Рубинштейна [1964, 1965, 1968, 1977], И. Эвердена и других [Evernden et al., 1964], В. Берггрена и Ван Куверинга [Berggren, Couvering, 1974].

В настоящей главе мы даем биостратиграфическое обоснование возраста выделенных на территории Монголии региональных горизонтов палеогена и неогена и проводим их межрегиональную корреляцию в пределах Внутренней Азии. Затем на основании впервые полученных абсолютных датировок определяем геохронологические диапазоны фаунистических комплексов и намечаем возможный вариант "дальней" корреляционной схемы.

Основной единицей созданной нами стратиграфической схемы является горизонт, который мы принимаем вслед за В.В. Меннером в качестве "единицы регионального значения, соответствующей наименьшему четко выделяющемуся этапу геологического развития региона и объединяющему по площади ряд разновозрастных свит или их частей. Для него характерна общность палеонтологической характеристики или одновременность накопления входящих в него свит" [1962, с. 329].

Корреляция этих горизонтов в пределах единого геоструктурного региона (южный сектор Монголии и прилегающие районы Северного Китая) дается по всему комплексу корреляционных критериев (общность фауны, литолого-фациальный тип осадков, стратиграфическое положение в разрезе и т.д.). При переходе в другие геоструктурные регионы (Казахстан, Алтае-Саянская обл., юг Западной Сибири, Прибайкалье и Забайкалье), с несколько другими типами разрезов, обусловленных иной тектонической и палеогеографической обстановкой, возможность применения всех корреляционных критериев уменьшается. Здесь ведущее значение приобретает косвенный критерий, базирующийся на аналогии стратиграфического положения сравнимых горизонтов [Меннер, 1962]. Особенно это относится к корреляции разнофа-

циальных горизонтов палеогена. Лишь для Южного и частично Центрального Казахстана удается проследить распространение аналогов биостратиграфических горизонтов Монголии. При "переходе" к области с прибрежноморским или морским типом разреза палеогена (Западный Казахстан, юг Западной Сибири) корреляция основывается на аналогии стратиграфического положения. Лишь в одном случае для столь огромной территории внутренних районов Азии устанавливается прямой метод корреляции (переслаивание морских осадков алайского яруса эоцена Ферганы с прибрежными осадками, содержащими фауну хайчинского комплекса).

Как указывалось выше, применение методов корреляции, основанных на радиологических и палеомагнитных данных, дает большие перспективы. Однако использование их в полной мере сейчас ограничено тем, что для рассматриваемой территории еще не созданы региональные палеомагнитные шкалы (кроме позднего неогена) и почти совсем отсутствуют данные по абсолютному датированию кайнозоя.

Ниже приводится корреляция палеогена и неогена внутренних районов Азии и намечается возможность "дальней" корреляции.

ПАЛЕОГЕН

Палеоцен

Палеоцен нижний (?) (дзунмодский горизонт). Пока слабо охарактеризован фаунистически: отсюда известна находка мультитуберкулят семейства *Eucosmodontidae* – *Buginbaatar transaltaiensis* Kel. – Jaw. et Soch. Этот род "занимает промежуточное положение между их верхнемеловыми и палеоценовыми представителями" [Трофимов, 1975, с. 9] и может относиться к нижнему палеоцену. Материалы по черепахам [Суханов, Нармандах, 1976] показывают, что вид *Mongolemys reshetovi* отличается от массовой формы из маастрихтских отложений Монголии – *M. elegans*, а также от *M. tatarinovi* из наранбулакского горизонта позднего палеоцена. Это позволило В.Б. Суханову и П. Нармандах также высказаться в пользу нижнепалеоценового возраста этого горизонта.

Палеоцен верхний (хашатинский горизонт) охарактеризован фауной млекопитающих по четырем местонахождениям – Хашат, Наран-Булак, Чаган-Хушу, Хайчин-Ула. Отсюда известны мультитуберкуляты, насекомоядные, лагоморфы, кондилляртры, диноцераты, пантодонты, нотонгуляты. Эта фауна "резко отличается от фауны Баин-Дзака: в ней отсутствуют архаические, кроме мультитуберкулят, млекопитающие и преобладают плацентарные, принадлежащие не менее чем шести отрядам" [Беляева и др., 1974, с. 24]. В отличие от мультитуберкулятовой фауны позднего мела эту фауну можно выделить как динацератовую. Для местонаждений Хашат и группы Наран-Булак выделяются общие роды, образующие типичную ассоциацию хашатинского регионального горизонта: *Prionessus* – *Hyracolestes* – *Sarcodon* – *Eurymylus* – *Dissacus* – *Palaeostylops*. Однако в пределах позднего палеоцена разрез Наран-Булак может занимать несколько более высокое стратиграфическое положение, чем Хашат [Беляева и др., 1974], или в районе Хашат мы имеем лишь нижнюю часть разреза Наран-Булака, что следует из работы В.И. Жегалло и Н.С. Шевыревой [1976]. Д. Дашээвэг [1976б] возраст Наран-Булака считает нижнеэоценовым.

Возраст хашатинского горизонта был определен как верхний палеоцен на основании сравнения его фауны с фауной формации торрехон Северной Америки [Matthew, Granger, 1925; Berkey, Morris, 1927b]. В связи с новыми находками фауны и ревизией старых сборов предположение о верхнепалеоценовом возрасте было подтверждено [Флеров, 1957; Беляева и др., 1974]. Существенное значение для определения возраста хашатинского горизонта имеет абсолютная датировка потока базальтов, перекрывающих осадки свиты хашат в районе стратотипа [Габуня и др., 1975]; она составляет 51 ± 3 млн. лет и отвечает верхам нижнего – низам среднего эоцена. Из слоя, залегающего выше потока базальтов, Н.С. Шевыревой [1976а] был описан грызун *Gomphos elketa*, принадлежащий, вероятно, семейству *Piramyidae*. Н.С. Шевырева отнесла *Gomphos elketa* ко второй половине раннего – началу среднего эоцена, тем самым проконтролировав биостратиграфически калий-аргоновую датировку. Учитывая, что в разрезе Хашат пачка с *G. elketa* [слой 13, по Жегалло и

Шевыревой, 1976] залегает с размывом на свите хашат, верхнепалеоценовый возраст последней наиболее вероятен.

Палеоценовые континентальные отложения Внутренней Азии известны в очень ограниченных местах и биостратиграфически изучены крайне слабо. Отдельные находки палеоценовой фауны известны в Китае: в Турфанской впадине — *Prodiposeras turfanensis* [Chow, 1960], в Гуандуне — пантодонт и кондиляртр cf. *Dissacus* [Young, Chow, 1963], которые происходят из красноцветов бассейна р. Наньян.

В Восточном Казахстане хашатинский горизонт отвечает, вероятно, верхам северозайсанской свиты, датируемой в целом поздним мелом — ранним палеогеном [Ерофеев, 1969], или северозайсанской серии Б.А. Борисова [1963]. Эти отложения представлены красноцветными глинами и песчаниками преимущественно субазального типа, с горизонтами кор выветривания, достигают мощности от 20 до 200 м. По-видимому, из этих отложений происходит находка кондиляртра в районе р. Тайжузген [Беляева, Трофимов, 1967]. Имеются также указания на находки кондиляртра, бронтотерия *Eotitanops* в Северо-Западном Призайсанье [Борисов, 1963];

В Алтае-Саянской горной области палеоценовые отложения достоверно не установлены. Появившиеся в литературе [Ерофеев, Ржанникова, 1969] сведения о находках в карачумской свите Чуйской впадины пыльцы позднего мела — раннего палеогена требуют проверки, так как неоднократное палинологическое изучение этих отложений, проведенное ранее [Лунгерсгаузен, Раковец, 1958; Девяткин, 1965], а также после указанной публикации (сборы Ю.А. Цеховского, определения Г.М. Братцевой) не подтвердили выводы В.С. Ерофеева и Л.Н. Ржанниковой о столь древнем возрасте карачумской свиты.

В Степном Алтае к палеоценовым отложениям относят талицкую свиту [Адаменко, 1974], которая представлена темно-серыми и черными глинами, алевролитами и слюдистыми песками морского генезиса, достигающими мощности в несколько десятков метров. Возраст свиты определяется по комплексу радиолярий и фораминифер.

Эоцен

Эоценовые отложения и фауна млекопитающих Внутренней Азии изучены лучше палеоцена, хотя еще недостаточно. Анализ стратиграфического распространения фаун эоцена дан в ряде работ [Беляева и др., 1967, 1974, 1975; Решетов, 1979; Radinsky, 1964]. В Азии известно более 20 местонахождений эоцена: в Монголии (Хайчин-Ула-2—5, Холболджи-1—2, Мэнхэн-Тэг), в Северном Китае (Аршанто, Ирдын-Манга, Улан-Ширэ, Ула-Усу, Луши), в Восточном Китае (Уду, Синьтай, Мянчи, Сихуань), в Южном Китае (Илянь, Тяндун), в Бирме (Пандаунг), в Пакистане (Ганда-Каз), в Киргизии (Андарак, Торуайгыр), в Казахстане (Шинжалы, Обайла) (табл. 18).

В эоцене происходит резкая смена "архаических групп млекопитающих более прогрессивными. Так, появляются непарнопалые и некоторые из них достигают расцвета, распространяются грызуны и первые парнопалые — свинообразные и древнейшие жвачные, происходит вымирание основных групп млекопитающих, распространенных в палеоцене, — мультитуберкулят, диноцерат, пантодонтов и кондиляртра. Для эоценовых фаун Азии характерны также многие эндемичные роды и некоторые семейства" [Беляева и др., 1974, с. 27]. В составе фаун эоцена. Внутренней Азии преобладают тапироиды семейств *Deperetellidae*, *Helaletidae*, *Lophialetidae*, что позволяет говорить о тапироидном типе фауны в целом. Выделяются три разновозрастных биостратиграфических горизонта эоцена. Нижний из них — об а й л и н с к и й — установлен в Восточном Казахстане. Ему отвечает обайлинская свита в Зайсанской впадине, представленная главным образом зеленовато-серыми и коричневыми глинами, с прослоями песков и алевролитов, общей мощностью до 30—40 м [Борисов, 1963]. Отсюда известны грызуны семейства *Sciuravidae* — *Tamquammys*, *Petrokozlovia*, *Saykanomys*; пантодонты — *Eudinoceras obailensis*; кондиляртры — *Phenacolophus*; носорогообразные семейства *Hyracodontidae* — *Caenolophus* cf. *progressus*; тапироиды семейств *Helaletidae* — *Veragromovia desmatotheroides*, *Helaletes* sp.; *Lophialetidae* — *Breviodon* sp., *Rhodopagus* sp. [Габуня, 1961, 1970, 1971; Шевырева, 1976а; Решетов, 1979]. Е.И. Беляева и другие [1974] определяют

Возраст	Э о ц е н			Биостратиграфические горизонты	
	нижний	средний	верхний		
		Хайчин 2-5 Холболжин Мянхэн-Тэг Хашат (средняя часть разреза) ▲ 51±2 млн. лет	Аршанто Ирдын-Манга Улан-Шире Ула-Хсу	Могила Султан Кийн-Кериш Торуайтыр Цижалы Ангарак Обайлы (Аксаир) ▲ 56±2 млн. лет	Улаусунский горизонт Хайчинский горизонт Обайлинский горизонт

возраст этой фауны в диапазоне верхов раннего – низов среднего эоцена и отмечают, что по присутствию кондилартр, бронтотерийд подсемейства *Palaeosyropinae* и грызунов эта фауна может отвечать фауне из формации взэч и низов бриджера палеогена Северной Америки. Интересные материалы по черепакам обайлинской свиты получены В.М. Чхиквадзе [1972]. Он указывает, что *Nadrianus obailensis* близок к *N. ulanensis* из местонахождения Шара-Мурун (КНР), а *Grayemys amoenus* родствен *Geoclemys* sp. из эоцена провинции Хэнань; вид *Plastomenus mlynarskii* близок североамериканскому *P. tantillus* из среднего эоцена бриджера.

В Монголии и этому возрастному интервалу, вероятно, могут соответствовать слои с *Gomphos elkema*, залегающие на верхнепалеоценовой свите хашат, хотя биостратиграфических данных для их сопоставления явно еще мало.

Второй биостратиграфический горизонт эоцена в Азии представлен в ряде местонахождений – в СССР, в Монголии и Китае. Для него характерно постепенное выпадение архаических млекопитающих, преобладание тапироидов, гиракодонт, ранних бронтотериев, появление халикотерийд. Особенно типичны два эндемичных семейства тапирообразных – *Lophialetidae* и *Deperetellidae*, представители которых дают ассоциацию *Teleolophus* – *Deperetella* – *Lophialetes* [Беляева и др., 1974; Решетов, 1975]. Возраст этого горизонта определяется второй половиной среднего – нижней частью позднего эоцена.

В Монголии этот биостратиграфический горизонт выделяется под названием хайчинского; он включает отложения свиты хайчин и ее стратиграфические аналоги. Состав фауны из отложений этого горизонта приведен выше.

В Северном Китае хайчинскому биостратиграфическому горизонту отвечает, по-видимому, ряд местонахождений: Аршанто, Ирдын-Манга, Улан-Шире, Шара-Мурун. Однако, вероятно, эти разрезы не полностью разновозрастны. Скорее всего, они занимают различную стратиграфическую позицию – от низов среднего до верхнего отделов эоцена. В.А. Обручев [1954] дает следующую последовательность эоценовых формаций Северного Китая (снизу вверх).

Формация Аршанто представлена маломощными (до 5 м) красными глинами, содержит лишь *Shlosseria magister* и *Teilhardia pretiosa*. Этой формации, по-видимому, разновозрастны формации Тухум – красные глины (до 30 м) с *Teilhardia pretiosa* и,

возможно, формация Духум. Все три формации развиты в районе депрессии Ирэн-Дабасу, с размывом перекрываются формацией Ирдын-Манга.

Формация Ирдын-Манга представлена пестрыми — бурыми, серыми, красными — глинами, песками, песчаниками, галечниками до нескольких десятков метров мощности. Состав фауны этой формации наиболее богатый [Radinsky, 1964, 1965; Беляева и др., 1974; Решетов, 1979]. Основную группу составляют бронтотерииды (6 родов, 12 видов), что кажется странным и, по-видимому, как справедливо отмечает Е.И. Беляева и другие [1974], требует ревизии; с этой формацией сопоставляется формация Улан-Шире. Возраст фауны этих формаций определяется корреляцией их с фауной верхнего бриджера и уинта (Северная Америка), которые датируются верхами среднего — низами позднего эоцена. В составе фауны Ирдын-Манга много общих родов с фауной хайчинского горизонта: *Lophialetes*, *Breviodon*, *Rhodopagus*, *Triplopus*, *Gobiochyuus*. Однако ряд элементов фауны Хайчин (*Saykanomys*, *Petrokozlovia*), встречаемых также в обайлинском биостратиграфическом горизонте (Зайсан), позволяет нижний предел возраста этой фауны опускать в средний эоцен [Беляева и др., 1974; Решетов, 1979].

В Казахстане и Средней Азии к этому же биостратиграфическому горизонту относятся местонахождения Андарак и Торуайгыр (Киргизия), Шинжалы. Хотя палеонтологические материалы по этим местонахождениям пока немногочисленны, они содержат ряд общих форм с Ирдын-Манга и Хайчин (*Lophialetes*, *Teleolophus*, *Deperetella*, *Eudinoceras*), т.е. дают ту же ассоциацию. Отложения представлены здесь зеленоцветными и пестроцветными глинами, алевролитами, песками с прослоями галечников обычно озерного и озерно-аллювиального генезиса.

Интересна геологическая позиция местонахождения Торуайгыр. Оно расположено в северо-западной части Иссык-Кульской впадины, в основании бижинской свиты [Тарасов, 1968]. Фауна была найдена в 2—8 м выше прослоя базальтов, для которого получена абсолютная датировка в 55 млн. лет [Крылов, 1965] и 56 ± 2 млн. лет [Габуния и др., 1975]. Фауна Торуайгыра близка к фауне среднего горизонта эоцена Монголии и Северного Китая [Решетов, 1979]. Она содержит диноцерат — *Gobiatherium merificum*, тапироидов (*Lophialetes expeditus*, *Deperetella kungeica*, *Teleolophus* sp.), гиракодонтид (*Prohyracocon zuchovi*), аминокодонтид.

Крайне важна стратиграфическая позиция местонахождения Андарак (Ферганская впадина), где фауна млекопитающих найдена в прослоях алевролитов и глин прибрежно-морских фаций алайского яруса среднего эоцена [Геккер и др., 1962]. Отсюда известны аминокодонты — *Lushiamynodon? kirgisensis* и тапироиды — *Deperetella ferganica*. По устному сообщению Ю.В. Решетова, Н.С. Шевыревой и В.М. Чхиквадзе, проводивших работы в 1975 г., находки фауны позвоночных приурочены к низам алайского яруса. Решетов указывает отсюда представителей отрядов *Insectivora*, *Rodentia* (семейства *Sciuravidae*), *Lagomorpha*, *Condylartra*, *Perissodactyla* (подотряд *Hippomorpha*), *Ceratomorpha* — семейство *Lophialetidae*, *Rhodopagus minutissimus*, *Potaecops microdon*, надсемейство *Rhinocerothidae* — *Forstercooperia* sp., семейство *Aminodontidae* — *Lushiamynodon* (?). По составу эта фауна весьма близка к фауне Хайчин-2—3 и Ирдын-Манга.

Местонахождение Шинжалы (Джунгарский Алатау) относится к этому же горизонту эоцена; отсюда известны грызуны, бронтотерииды, тапироиды *Eoletes gracilis*, *Breviodon* sp., *Teleolophus* sp., риноцератиды *Prohyracocon* sp. [Решетов, 1979].

Верхний биостратиграфический горизонт эоцена — у л а у с у н с к и й — относится к позднему эоцену. Он отличается "дальнейшим развитием непарнопалых (*Nugacodontidae*, *Aminodontidae*, *Brontotheriidae*, *Chalicotheriidae*), полностью вымирают к концу эоцена тапирообразные семейства *Lophialetidae*. . . и последние диноцераты. Характерно дальнейшее развитие парнопалых: распространяются ранние жвачные — *Archaeomeryx ortatus*, продолжают существовать креодонты и малочисленные представители пантодонтов" [Беляева и др., 1974, с. 38].

В Северном Китае к этому горизонту относится местонахождение Ула-Усу, которое расположено на красноцветах формации Тухум (аналог формации Ирдын-Манга), осадки представлены пестрыми глинами мощностью до 30 м. Состав фауны

этого местонахождения приведен Е.И. Беляевой и другими [1974], В.Ю. Решетовым [1979]. Они предполагают, что к верхнему горизонту эоцена могут относиться также местонахождения Киин-Кериш (Восточный Казахстан), Артем (Дальний Восток) и ряд местонахождений на юге Китая.

В Восточном Казахстане к верхнему эоцену относятся верхи турангинской и низы тузкабакской свиты В.С. Ерофеева [1969] или чайбулакская и кызылкаинская свиты Б.А. Борисова [1963]. Эти отложения представлены зеленовато-серыми алевритами, песками и глинами озерного генезиса мощностью до 30–50 м. В тузкабакской свите были найдены креодонты, бронтотерииды, энтелодонтиды, антропо терииды, гиракодонтиды, *Schizotherium* sp., *Ergilia kazachstanica*, *Pristinotherium brevicervicale*, *Colodon* sp. и др. Разделить эту фауну на позднеэоценовую и раннеолигоценовую пока не представляется возможным, тем более что в разрезе палеогена Зайсана осадки эоцена и раннего олигоцена связаны постепенным переходом. В целом эта фауна относится к бронтотериевому комплексу, характерному для позднего эоцена – раннего олигоцена.

В Степном Алтае и на юге Западной Сибири эоцен представлен морскими отложениями, выделяемыми в люлинворскую свиту, датируемую нижним – средним – низами верхнего эоцена [Зальцман, 1968; Шацкий и др., 1973; Адаменко, 1974]. Она представлена опоками, глинами, кварцевыми и глауконитовыми песками (нижняя подсвита) и светло-серыми и зеленоватыми глинами (верхняя подсвита) общей мощностью до 100 м. В центральных частях Западно-Сибирской низменности она охарактеризована комплексами фораминифер и радиолярий. Здесь выделена нюрольская свита; верхнелюлинворская подсвита и нюрольская свита верхнего эоцена содержат комплекс радиолярий и фораминифер, что позволяет Б.С. Шацкому и другим [1973] отнести эти осадки к бодракскому ярусу верхнего эоцена.

К верхам верхнего эоцена в Западной Сибири относятся отложения чаганского горизонта, представленного морскими осадками чаганской (тавдинской) свиты и ее прибрежно-морскими (салтская свита) и аллювиально-озерными (юрковская свита) аналогами, распространёнными в юго-восточных районах. Этот региональный стратиграфический горизонт отвечает альминскому ярусу.

В Степном Алтае отложения эоцена замещаются аллювиально-делювиальными отложениями средней части островновской свиты [Адаменко, 1974].

Южнее, на восточном склоне Казахского нагорья, в эоцене выделены отложения тасаранской и саксаульской свит, которым в Западной Сибири отвечает в целом люлинворская свита. В более западных районах Казахстана, в Северном Приаралье и Тургае, эоцен представлен морскими осадками, которые А.Л. Яншин [1953] выделяет в тасаранскую (средний – низы верхнего эоцена) и саксаульскую (верхи верхнего эоцена) свиты. Подробный анализ фауны и флоры этих свит дан А.Л. Яншиным. В последние годы здесь же были установлены и нижнеэоценовые морские отложения. Таким образом, по мнению И.Г. Зальцмана [1968], эоценовые отложения Арало-Тургая в целом могут отвечать люлинворской свите (или серии) Западной Сибири.

Сложнее обстоит дело с чаганской свитой. А.Л. Яншин [1953] на основании анализа палеонтологических и палеофлористических материалов пришел к выводу об ее раннеолигоценовом возрасте. Этой же точки зрения придерживаются К.В. Никифорова [1960], В.В. Лавров [1957] и др. Однако существует и другое мнение, высказанное И.А. Коробковым. Он указывает, что фауна моллюсков чаганской свиты содержит как верхнеэоценовые, так и нижнеолигоценовые формы. Данные по фораминиферам также говорят в пользу верхнеэоценового возраста низов чаганской свиты [Зальцман, 1968].

Проведя краткий обзор стратиграфических схем морского эоцена юга Западной Сибири, Кулунды, Казахстана и Арало-Тургая, мы можем лишь условно наметить стратиграфические эквиваленты подразделениям континентального эоцена, выделенным в Монголии и Китае и прослеженным в Среднюю Азию. Это связано с тем, что в этих регионах мы не имеем разрезов с переслаиванием морских и континентальных осадков, содержащих соответствующую фауну. Пожалуй, исключение составляет лишь один разрез Андарак (Ферганская впадина), где фауна млекопитающих хайчинского биостратиграфического горизонта соответствует алайскому ярусу

среднеазиатской схемы морского эоцена [Вялов, 1947; Геккер и др., 1962; Решетов, 1979]. Алайский ярус отвечает, по А.Л. Яншину [1953], нижней части тасаранской свиты Приаралья, а также двум фораминиферовым зонам Крымско-Кавказской обл. — зоне *Globorotalia argonensis* и зоне *G. crassaeformis*.

Олигоцен

Олигоцен Монголии четко делится на два биостратиграфических горизонта, которым отвечают свиты эргилин-дэо и шанд-гол (табл. 19).

Эргилин-дэо горизонт нижнего олигоцена "характеризуется полным отсутствием архаичных копытных — диноцерат, примитивных тапироидов, древнейших жвачных — археомериксов, ряда хищных — креодонтов, грызунов, придающих специфический характер фауне млекопитающих Азии" [Беляева и др., 1974, с. 38]. В это время широкое распространение получают разнообразные бронтотерииды, гиракодонты, аминодонты, парнопалые, энтелодоны, трагулиды; появляются грызуны — ардиномысы, первые цилиндродонтиды, зайцеобразные. В целом фауна нижнего олигоцена может рассматриваться как бронтотериевая, с характерной ассоциацией родов *Protembolotherium*, *Parabrontops*, *Embolotherium* и др.

Возраст отложений Эргилин-Дэо был определен как нижний олигоцен еще Г. Осборном, который выделил зону *Brontops gobiensis*, подчеркивая ее сходство с нижней титанотериевой зоной в Южной Дакоте. Так, *Parabrontops gobiensis* близок к *Brontops brachycephalus* из зоны А формации чадрон, а (?) *Titanodectes ingens* (= *Embolotherium* sp., = *Menodus mongoliensis*) близок к *Menodus giganteus* из зоны Б той же формации. Определенную близость обнаруживают и другие формы с нижнеолигоценовой фауной Западной Европы: *Cadurcodon ardynensis* близок к *Cadurcottherium saulxi* из фосфоритов Керси; то же самое относится к общим родам *Schizotherium*, *Synodictis*, *Lophiomeryx* [Яновская и др., 1977].

В Китае нижнеолигоценовые отложения известны в смежных районах — во впадине Ирен-Дабасу, Шара-Мурен и других местах. Они, судя по описанию американских исследователей, а также В.А. Обручева [1954], обнаруживают поразительную общность разреза с отложениями Эргилин-Дэо. Так, разрез формации Хульджин имеет такое же трехчленное строение, как и стратотип Эргилин-Дэо [Обручев, 1954, с. 139]. Д. Дашзэвэг [1971a] провел биостратиграфический анализ фаун нижнего олигоцена Китая и сравнил их с горизонтами Эргилин-Дэо. К нижнему горизонту Эргилин-Дэо он отнес местонахождение Анренкун, откуда известны *Eomogopus ulterior*, *Rhinotitan quadridens*, *Parabrontops lunanensis*, *Amynodon* sp., *Metamynodon* sp., *Prohyracodon meridionale*, *P. progressa*, *Uliacodon lunahensis*, *Indricottherium parvum*, *Probrachyodus panchiaoensis*, *Brachodus* sp., *Entelodon yunnanense*.

К верхнему горизонту Эргилин-Дэо Дашзэвэг относит местонахождение Улан-Гочу с *Embolotherium andrewsi*, *E. grangeri*, *E. louscki*. Близкое стратиграфическое положение занимает, по-видимому, эмболотериевая фауна из Восточной Юнани, откуда известны *Cadurcodon ardynensis*, *Cadurcodon* sp., *Gigantaminodon giganteus*, *Metaminodon* sp., *Botriodon chowi*, *Miomeryx* sp., *Brachyodus* sp., *Probrachyodus panchiaoensis*, *Indricottherium* sp.

Более высокое стратиграфическое положение занимает, вероятно, формация Барун-Сог, которая залегает на формации Улан-Гочу.

В Восточном Казахстане (Зайсанская впадина) отложения нижнего олигоцена выделяются В.С. Ерофеевым [1969] совместно с верхним эоценом в тузкабакскую свиту, а Б.А. Борисовым [1963] — в аксыирскую свиту. Они представлены преимущественно озерными глинами и алевролитами, с прослоями песков и мергелей, мощностью от 20 до 110 м. В этой свите обнаружена фауна, относимая В.С. Башеновым к бронтотериевому комплексу. Так, в разрезе Кин-Керим (средняя часть свиты) известны *Brontotheriidae*, *Palaeosypinae*, *Schizotherium* sp., *Ergilia kazachstanica*, *Hyracodontidae*, *Amynodontidae*, *Pristinotherium berevicervicale*, *Entelontiidae*, *Antrocotheriidae*, *Colodon* sp. В разрезе северного берега оз. Тузкабак были обнаружены: *Palaeosypinae*, *Schizotherium* sp., *Hyracodontidae*, *Aminodontidae*, *Amynodon tuskabakensis*, *Pristinotherium brevicervicale*, *Colodon* sp., *Gobiomeryx dubium*. В.М. Чхиквадзе [1973] в отложениях аксыирской и кустовской свит найдена черепаха *Melanochelys longilabita*, близкая к *M. elongata* из нижнего олигоцена Внутренней Монголии.

Таблица 19

Стратиграфическое положение основных олигоценовых местонахождений млекопитающих Монголии, Северного Китая, Средней Азии и Казахстана

Возраст	Монголия			Северный Китай			Казахстан и Средняя Азия			Биостратиграфические горизонты
	нижний	средний	верхний							
	Эргилин-Дэо	Шанд-Гол	▲24±2 млн. лет	Хульджин	Шаргалтайн-Тал		Килин-Керинш?	Челкар-Гэниэ		Шандгольский горизонт
	Гуа-Тег	Татал-Гол		Анруенкун	?	Таван-Булак	Тузкабак	Менескесук		
	Хоер-Дэан	Ташин-Гол	▲31-32 млн. лет	Улан-Гочу	Шунхт	Линью	Кызыл-Каян и др.	Кызыл-Как		Эргилиндзойский горизонт
		Бэгэр		Барун-Сог	Чахир, Хатан-Хайрхан и др.	Сен-Жак, Сан-Тан-Хо	Кызыл-Каян и др.	Зайсан (буранская свита)		
								Илийская впадина (актауская свита)		

Вдоль предгорий Рудного Алтая и в Степном Алтае осадки нижнего олигоцена представлены песчано-глинистыми аллювиально-озерными фациями [Ерофеев, 1969; Адаменко, 1974]. С приближением к Алтаю в их составе появляются пески, галечники и гравелиты олигомиктового состава, содержащие прослойки лигнитов. Спорово-пыльцевые спектры этих отложений относятся к тургайскому типу. Как состав отложений предгорий Алтая, так и палинологические данные говорят о существенно ином типе осадконакопления в нижнем олигоцене в этих районах по сравнению с внутренними районами Азии – Монголии и Северного Китая. Это связано с положением этих районов в переходной области и прибрежной части чаганского морского бассейна, занимавшего большую часть Казахстана и Западную Сибирь. В разных частях предгорного обрамления Алтая осадки нижнего олигоцена, хотя и имеющие общие литологические черты, выделяются в разные свиты – тузкабакскую (Зайсан, Калба), атлымскую (Кулунда, Степной Алтай).

В Центральном Казахстане отложения нижнего олигоцена представлены морскими осадками чаганской свиты, которая сложена однообразной толщей серо-зеленых гипсоносных и пиритоносных глин, сменяющихся к востоку и югу прибрежно-морскими фациями – тонкими песками с прослоями гравелитов. Детальное описание разрезов чаганской свиты Центрального Казахстана, Павлодарского и Семипалатинского Прииртышья приведено К.В. Никифоровой [1960]. Обоснование возраста чаганской свиты этих районов базируется на немногочисленных палеонтологических и палеофлористических материалах и главным образом на прямом прослеживании и сопоставлении их с осадками Северного Приаралья и Тургая, А.Л. Яншин дал подробный анализ фауны моллюсков и фораминифер чаганской свиты, на основании чего пришел к выводу о том, что "чаганская свита целиком укладывается в стратиграфические рамки нижнего олигоцена и может быть признана стратотипом нижнеолигоценых отложений для обширных площадей развития палеогена в Западной Сибири, Казахстане и в Средней Азии" [1953, с. 431]. Однако, как указано выше, новые палеонтологические материалы заставляют опускать подошву чаганской свиты в верхний эоцен.

В Западной Сибири морские отложения нижнего олигоцена также вклю-

чаются в чаганскую свиту; однако стратиграфический объем этой свиты принимается различно. Так, И.Г. Зальцман [1968] датирует ее верхним эоценом — нижним олигоценом, а С.Б. Шацкий и другие [1973] — лишь верхним эоценом, сопоставляя с альминским ярусом. Понижение возраста чаганской свиты связано с находками в низах ее верхнеэоценовых фораминифер и радиолярий зоны *Ellipsoxiphus chabakovi*. Основная же часть чаганской свиты Западной Сибири содержит фораминиферы *Griboelphidium rischitanicum*, *Cibicides khanabadensis*, *Anomalina munda*, которые отвечают зоне *Ai munda* в Арало-Тургае и ханабадскому ярусу нижнего олигоцена Ферганы. Указанные изменения объема чаганской свиты были отражены в "Решениях и трудах межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционных схем Западно-Сибирской низменности" [1970].

Второй биостратиграфический горизонт олигоцена — шандгольский — охарактеризован многочисленными местонахождениями фауны млекопитающих. Этот своеобразный стратиграфический репер четко выделяется в разрезе кайнозоя как в Монголии, так и Китае и на юге Казахстана.

В фаунистическом отношении шандгольский горизонт достаточно четко отличается от нижнеолигоценового. Он охарактеризован специфическим комплексом, во многом характерным лишь для Внутренней Азии, в котором доминирующее значение получают различные роющие формы грызунов, непарнопалые, главным образом носорогообразные, трагулиды, хищные. Эта фауна получила название индрикотериевой. Из грызунов в состав этой фауны входят цилиндродонтиды, крицетиды, касториды, из свинообразных — *Entelodon*, *Hemimeryx*; из архаичных жвачных — *Lophomeryx*, *Pseudomeryx*, *Prodermotherium*, *Eumeryx*; из непарнопалых — *Schizotherium*, *Colodon*, *Parahyracodon* и др. [Беляева и др., 1974]. Широкое распространение цилиндродонтид, характерным представителем которых является *Tsaganomys altaicus*, обнаруженный почти во всех местонахождениях Монголии и Северного Китая, позволило Д. Дашзэвэгу [1971а] назвать этот центральноазиатский вариант фауны — индрикотериево-цагономисовой. Возраст этой фауны обычно рассматривается как среднеолигоценовый [Флеров, 1961; Флеров, Яновская, 1971; Дашзэвэг, 1971а; Беляева и др., 1974]. Основными аргументами такой датировки являются следующие факты, полученные по территории Казахстана.

1. Отнесение нижележащих морских отложений чаганской свиты к нижнему олигоцену [Яншин, 1953].

2. Появление в самых верхах олигоцена фауны более молодого облика (местонахождения Агыспе, Асказансор): *Amphicyoninae*, *Machairodontidae*, *Indricotheriidae* — *Prestinotherium*, а также крупных халикотерид, антрокотерид, продремотерид. Как указывает Е.И. Беляева и другие, имеется "весьма мало данных о верхнеолигоценовых фаунах Центральной Азии и прилегающих районов" [1974, с. 40]. Подробно вопрос о возрасте этих местонахождений был разобран К.В. Никифоровой, которая отмечает, что "состав фауны соединяет в себе элементы средне- и верхнеолигоценовой, а частично и миоценовой (Асказансор) фауны" [1960, с. 107]. И далее: "... по палеонтологическим остаткам возраст асказансорской свиты можно датировать как верхний — средний олигоцен..." [с. 108]. Подробный разбор возраста фауны местонахождения Агыспе, включаемого в аральскую свиту, также дан А.Л. Яншиным [1953]. Такая неопределенность возраста ряда местонахождений Казахстана (Асказансор), которые палеонтологами принимаются обычно за эталон континентального верхнего олигоцена [Беляева и др., 1974] и на основании чего делаются выводы о среднеолигоценовом возрасте индрикотериевой фауны, очевидна.

3. Представляется, что возраст собственно индрикотериевой фауны по присутствию представителей семейства *Indricotheriidae* достаточно широк — от нижнего до верхнего олигоцена включительно — и ограничивать его только средним олигоценом неверно.

Ранее мы приводили аргументы в пользу более широкого объема возраста свиты шанд-гол Монголии [Девяткин, 1970]. Они сводятся к следующему.

1. В Монголии повсеместно наблюдается постепенная смена отложений нижнего олигоцена вверх по разрезу отложениями свиты шанд-гол и перекрытие их осадками свиты лоо с ниже-, среднемиоценовой фауной.

2. Значительный возрастной диапазон свиты шанд-гол, что четко подтверждается

данными по абсолютному возрасту [Габуня и др., 1975; Девяткин, Смелов, 1979], охватывающими средний и верхний отдел олигоцена в интервале от 31 до 24 млн. лет.

3. Фауна свиты шанд-гол ранее казалась достаточно однотипной как в низах, так и в верхах разреза. Однако изучение грызунов семейства *Cylindrodontidae* позволило Н.С.Шевыревой (1976) установить эволюционную и возрастную последовательность смены родов *Cyclomytus* – *Tsaganomys* – *Beatomus*, характерных, вероятно, для разных частей свиты. Если послынные сборы из разных частей свиты подтвердят эту идею, то эти роды могут являться руководящими для разделения ее на горизонты. Интересно отметить также, что род *Tachiorctoides*, найденный Д. Дашзэвгом [1971a] в Татал-Голе, ранее был известен в верхнем олигоцене Китая, в местонахождении Шаргалтайн-Тал [Bolin, 1937]. Таким образом, возраст шандгольского биостратиграфического горизонта принимается нами в объеме среднего – верхнего олигоцена.

В Монголии известно около 30 местонахождений этого возраста, приуроченных ко всему южному сектору страны. Характерную ассоциацию образуют грызуны и зайцеобразные, из которых наиболее часто встречаются *Tsaganomys altaicus*, *Cricetops dormitor*, *Selenomys mimicus*, *Tataromys sigmadon*, *Karakoromys decessus*, *Beatomus bisus*, *Tachiorctoides tatalgolicus*, *Desmatolagus gobiensis*.

В Китае отложения этого биостратиграфического горизонта были обнаружены шведско-китайской экспедицией в Ганьсу – местонахождении Шаргалтайн-Тал и Таван-Булак [Bolin, 1937, 1946]. Фауна их сходна с комплексом типового местонахождения Монголии – Татал-Гол [Дашзэвг, 1971a; Шевырева, 1976]. Отсюда известны *Beatomus bisus* (= *Tsaganomys altaicus*), *Tachiorctoides obrutschevi*, *T. intermedium*, *Tataromys* cf. *plicidens*, *Karakoromys* cf. *decessus*, *Leptotataromys gracilindes*, а также *Indricotherium grangeri*. Видимо, к этому же горизонту относится местонахождение Линью, откуда известен *Cyclomytus lohensis*, *Indricotherium grangeri*, *Schizotherium* sp., *Archaeotherium crodosius*, *Eomeryx* sp. В Ордоце также имеются местонахождения этого горизонта – Сан-Жак, Сан-Тан-Хо. Из первого местонахождения известны *Tsaganomys altaicus*, *Tataromys deflexus*, *T. plicidens*, *Karakoromys decessus*.

В Казахстане существует несколько стратиграфических схем расчленения континентальных отложений среднего – верхнего олигоцена, характерных для отдельных его регионов. Эти отложения охарактеризованы в целом индрикотериевым типом фауны млекопитающих, местонахождения которых встречаются на разных стратиграфических уровнях среднего – верхнего олигоцена. Шандгольский биостратиграфический горизонт отвечает в целом индрикотериевому горизонту по ведущим элементам фауны. Однако для верхнего олигоцена Казахстана характерно [Беляева, 1948; Флеров, 1961; Беляева и др., 1974] появление ряда новых форм, не известных в олигоцене Монголии. Вообще, вопрос о биостратиграфическом комплексе верхнего олигоцена Казахстана пока еще не решен, что хорошо показано А.Л. Яншиным [1953].

Наиболее близкий литолого-фациальный тип разреза, сходный со свитой шанд-гол, представляет собой кендерлькская свита, выделенная К.В. Никифоровой [1960] в Чу-Сарысуйской депрессии и Бет-Пак-Дале. Она представлена плотными красными, иногда гипсоносными глинами мощностью до 30–40 м. К верхнему олигоцену Никифоровой отнесена асказансорская свита, представленная кварцевыми песками, галечниками и серыми глинами, к которой приурочено известное местонахождение Асказансор. Отложения этой свиты литологически однотипны низам миоцена Монголии, также залегают с глубоким размывом на осадках олигоцена. Учитывая биостратиграфические материалы и радиологические датировки индрикотериевого горизонта Монголии, мы склонны относить ее к основанию миоцена, в возраст кендерлькской свиты и ее биостратиграфических аналогов в Казахстане считать средне-, верхнеолигоценовыми.

В Приаралье и Тургае отложения среднего – верхнего олигоцена, объединяемые А.Л. Яншиным [1953] в тургайскую серию, подразделены на кутанбулакскую, чиликтинскую, жакслычскую (средний олигоцен) и чаграйскую (верхний олигоцен) свиты. К чиликтинской свите приурочено известное местонахождение Челкар-Тениз. Долгое время возраст этой фауны считался верхнеолигоценовым [Борисяк, Беляева, 1948] на основании находки носорога *Epiaceratherium tur-*

gaicum; этот род в Западной Европе известен лишь в верхнем олигоцене. Позднее этот носорог был отнесен к азиатскому роду *Allacerops*. Общими формами для Челкар-Тениза и шандгольского горизонта являются *Indricotherium transouralicum*, *Huayenodon aymardi*, *Cricetops dormitor*, *C. elephantus*. Отсюда также известны *Plesispermophilus lohicolus*, *Cyclomytus turgaicus*, *Propalaeocastor habilis*, *Palaeocastor aff. nebrascensis*, *Cricetops aeneus*, *Woodomys chelkaris* [Шевырева, 1976а].

Более высокое стратиграфическое положение в Приаралье занимает жаксылыцкая свита. Как указывает А.Л. Яншин, "... ископаемая фауна моллюсков жаксылыцкой свиты с совершенно одинаковым основанием позволяет относить ее как к низам верхнего, так и к верхам среднего олигоцена" [1953, с. 490].

По восточной окраине Тургайской впадины отложения среднего олигоцена выделены В.В. Лавровым [1957] в индрикотериевую свиту, содержащую, что подчеркнуто в самом названии, индрикотериевую фауну. К верхнему олигоцену отнесена тургайская свита, в составе фауны которой наряду с представителями индрикотериевого комплекса в самых верхах (кушукские слои) появляются и мастодонты. Ряд местонахождений индрикотериевой фауны известен в Северном Казахстане (Мынскесуек, Кызыл-Как), в которых имеются общие с шандгольскими виды и роды [Шевырева, 1976а].

К.К. Флеров [1961], Д. Дашээвэг [1971а] отмечают, что определяемые различия в составе индрикотериевой фауны Казахстана и шандгольской фауны Монголии могут вполне объясняться разными палеоландшафтами этих районов — более гумидными в Казахстане и аридными в Монголии.

На юге Казахстана, в Илийской впадине и в предгорьях Джунгарского Алатау, отложения среднего — верхнего олигоцена выделяются Н.Н. Костенко [1963], Л.К. Диденко-Кислицхиной и другими [1971] и А.В. Тимушом [1965] в актаусскую свиту, местами содержащую фауну индрикотериевого комплекса. Эта свита обычно представлена красноцветными глинами, песками, гравелитами.

В Зайсане к среднему — верхнему олигоцену относятся ашутасская свита В.С. Ерофеева [1969] или верхи восточозайсанской серии (кустовская + буранская свиты) и низы ашутасской серии (ошагадинская + нурина свиты) Б.А. Борисова [1963]. Они представлены песчано-алевритовыми и глинистыми осадками озерного и озерно-аллювиального генезиса. Этот тип разреза можно выделить как озерно-аллювиальный вариант разреза среднего — верхнего олигоцена, характерный для крупных депрессий. По своим литолого-фациальным особенностям он резко отличается как от красноцветных толщ кендерлыкской и актаусской свит Центрального и Южного Казахстана, так и от свиты шанд-гол Монголии. Он относится к "гумидному" типу в отличие от "аридных" разрезов южных и восточных районов Внутренней Азии. Это подтверждается и составом хорошо известной ашутасской флоры. Интересно, однако, отметить, что в кустовской и буранской свитах с приближением к горному обрамлению впадины прослеживаются в озерных осадках линзы и прослойки красных глин субазерального генезиса, сходные с осадками кендерлыкской свиты. В разрезе буранской свиты по р. Калмакпай Е.И. Беляевой описан *Cadurgodon zaisanensis*. В.М. Чхиквадзе и Н.С. Шевыревой в этой же свите обнаружена фауна шандгольского горизонта; они пишут: "В составе грызунов буранской свиты присутствует ряд форм, относящихся к родам *Beatomys* и *Tataromys* и характеризующих фауну местонахождения Татал-Гол в Монголии. Это позволяет сопоставлять отложения буранской свиты со средне-, верхнеолигоценовой свитой шанд-гол (Монголия)" [1975, с. 87]. Из черепов в буранской свите встречаются *Oscadia* sp. (та же форма, что и в Кызыл-Каке, близкая к черепу из Челкар-Тениза), а также *Trionix* sp. В ашутасской свите известны находки *Chalicotheriidae*, *Entelodontidae*, *Tapiroidea*, *Antracotheriidae*, *Myomeryx altaicus* [Ерофеев, 1969], которые относятся В.С. Бажановым к индрикотериевому фаунистическому комплексу.

В Рудном Алтае отложения среднего олигоцена отнесены И.С. Чумаковым [1965] к индрикотериевой, а верхнего олигоцена — к чаграйской свите. Они выполняют погребенные долины, представлены глинами, песками, часто содержат растительный детрит и лигнит; их мощности увеличиваются к северо-западу в сторону Кулунды. Эти отложения бедны палеонтологическими материалами, и их возраст основывается на сопоставлении с соседними районами.

В Степном Алтае и Кулунде отложения среднего — верхнего олиго-

цена выделены в некрасовскую серию [Зальцман, 1968], подразделенную на ряд свит. О.М. Адаменко [1974] к среднему олигоцену относит новомихайловскую свиту, представленную озерными и озерно-аллювиальными сероцветными глинами и алевритами с лигнитами и бурыми углями мощностью 60–70 м. По палинологическим данным она обнаруживает сходство с комплексами флоры из верхних горизонтов I свиты Павлодарского Прииртышья [Никифорова, 1960], кутанбулакской свиты Северного Приаралья [Яншин, 1953], индрикотериевой свиты Тургая. К востоку и юго-востоку, в пределах Барнаульской и Бийской структурных террас отложения верхнего олигодена представлены знаменской свитой, сложенной песчано-алевро-глинистыми осадками озерно-аллювиального и аллювиального генезиса. У предгорий Алтая они фациально замещаются аллювиальными и делювиально-пролювиальными пестроцветными глинами и песками, с гравием и галькой олигомиктового состава, выделяемыми О.М. Адаменко в крутихинскую или чаграйскую свиту. Эти отложения, имеющие олигомиктовый состав, преобладание каолинита в составе глинистых минералов, свидетельствуют о процессах интенсивного выветривания в областях сноса (Алтай). Такой литолого-фациальный тип разреза позднего олигодена характерен для всех предгорий Алтая; он отвечает зоне накопления делювиально-пролювиальных осадков, замещаемых в сторону Западной Сибири и Зайсана аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями.

По-видимому, тип разреза среднего – верхнего олигодена, характерный для западных предгорий Алтая, сохраняется по всей северной предгорной зоне горного пояса Южной Сибири, хотя эти осадки изучены здесь менее детально.

В Приенисейском районе и Енисейском Кряже К.В. Боголеповым [1961] к среднему – верхнему олигоцену отнесена бельская свита. Для ее нижних частей характерны алевриты и каолинитовые глины, пески с прослоями бурых углей и лигнитов; для верхних – глины бейделлитовые, каолинитовые, реже – пески, алевриты. Комплекс палинофлоры этой свиты близок к тургайской флоре Казахстана, но в нем значительную роль играют уже не широколиственные, а хвойные элементы.

В Минусинских впадинах к позднему олигоцену отнесены погребенные аллювиальные отложения р. Енисей с палинологическим спектром, близким бельской свите Енисейского Кряжа [Алтае-Саянская область, 1969]. Подобные же спорово-пыльцевые спектры были получены из отложений Назаровской впадины и из водораздельных песчано-галечниковых толщ, развитых по ее окраине [Архипов, Кулькова, 1965].

По южной окраине Сибирской платформы к верхним горизонтам олигодена отнесена Э.И. Равским [1959] ользонская свита, представленная олигомиктовыми песками, гравелитами, галечниками, реже каолинитовыми глинами и алевритами. Они имеют небольшую мощность и распространены на водоразделах вне современной речной сети (аллювиальная фация) или выполняют небольшие депрессии, где в их составе присутствуют прослой бурых углей и лигнитов (озерная фация). Спорово-пыльцевые спектры свиты близки к комплексам палинофлоры бельской свиты.

В Прибайкалье к верхним частям палеогена (верхний эоцен – олигоцен) относятся низы разреза третичной серии Байкальской рифтовой зоны [Логачев и др., 1964; Мазиллов, 1972; Белова, 1975]. Они обнаружены в Селенгинской впадине, где представлены песчано-глинистыми отложениями, содержащими богатый спорово-пыльцевой спектр (I комплекс), в котором резко (60–90%) преобладает пыльца покрытосеменных, много пыльцы миртовых, восковников, каштанов, араукарий, пальм. По типу палинологического спектра эти отложения сравниваются с нижними частями каменской свиты Лено-Ангарского междуречья.

В хребте Хамар-Дабан И.В. Антощенко-Оленев [1975] к позднему палеогену условно отнес каолинитовые и каолинит-монтмориллонитовые пестроцветные глины, щебенисто-древесный структурный злювий, являющиеся фрагментами размытой коры выветривания. Эти отложения залегают стратиграфически ниже миоценовых базальтов с датировкой 17,9 млн. лет и могут, вероятно, соответствовать средне-, верхнеолигоценным отложениям Монголии.

В Горном Алтае отложения среднего – верхнего олигодена были выделены в карачумскую свиту [Лунгерсгаузен, Раковец, 1958; Девяткин, 1965]. Они

представлены пестроцветными осадками делювиально-пролювиального генезиса, залегающими на коре выветривания палеозойских пород. Эти отложения установлены в Чуйской, Курайской и других впадинах Горного Алтая. Возраст карачумской свиты определяется ее стратиграфическим положением под миоценовыми осадками кошагачской свиты, хорошо охарактеризованной палеофлористическими материалами [Девяткин, 1965]. Надо отметить, что в последние годы появилась тенденция резко удреждать возраст карачумской свиты Горного Алтая. В.С. Ерофеев и Л.Н. Ржанникова указывают на находки в этой свите пыльцы и спор "в небольшом количестве, довольно плохой сохранности" [1969, с. 61], известных из верхнемеловых — эоценовых отложений. Даны списки пыльцы главным образом родовых таксонов, часто определяемых условно; те же самые материалы приводятся Л.И. Розенбергом [1973]. Выше мы останавливались на нашем отношении к этим материалам. Следует вновь подчеркнуть, что повторное палинологическое исследование карачумских отложений, проведенное Г.М. Братцевой по сборам Ю.М. Цеховского из той же линзы гумусированных глин, не выявило столь древних спорово-пыльцевых спектров. Исходя из этого, мы не можем принять предлагаемую В.С. Ерофеевым, Л.Н. Ржанниковой и Л.М. Розенбергом датировку карачумской свиты.

В Туве отложения позднего олигоцена выделены Л.Д. Шорыгиной [1960] в "нижний обломочный горизонт". Эти отложения изучались нами по южному подножию хребта Танну-Ола, где они представлены красноцветными щебнями, галечниками, с подчиненными прослоями песков и глин, общей мощностью до 80—100 м. Литологически они сходны с карачумской свитой Горного Алтая, а более тонкие глинисто-песчаные разности пород аналогичны красноцветам свиты шанд-гол Монголии. Возраст этих пролювиально-делювиальных образований определяется перекрытием их миоцен-плиоценовой озерной серией осадков Убсанурской впадины; как и в других местах, они разделены размывом, а у бортов впадины — четким несогласием.

НЕОГЕН

На рубеже палеогена и неогена во Внутренней Азии, так же как и Западной Европе и Северной Америке, произошла резкая смена типов фаун млекопитающих. В раннем миоцене впервые появляются хоботные — гомфотерии, серидентинусы, анхитерии, амфитрогулусы, мунтжаки; здесь же исчезают гигантские носороги, аллоцеропсы, примитивные тапиroidы, схизотерии, антрокотерии, архаичные трагулиды [Беляева и др., 1974].

Граница между олигоценом и миоценом запечатлена в разрезах континентальных отложений Внутренней Азии резкой сменой литологического состава осадков, региональным размывом, выпадением из разреза в ряде мест нижних горизонтов миоцена, что свидетельствует о больших палеогеографических изменениях, фиксирующих этот рубеж, разделяющий формационный комплекс осадков платформенного чехла и формационный комплекс осадков этапа новейшей активизации.

Биостратиграфическое расчленение континентального неогена Внутренней Азии обычно основывается на выделении сменяющих друг друга во времени двух типов фауны — анхитериевой (нижний — средний миоцен) и гиппарионовой (верхний миоцен — плиоцен) [Борисяк, Беляева, 1948]. Внутри этих типов фауны пока лишь удается наметить отдельные стадии, представленные локальными фаунами и отражающими их определенную стратиграфическую последовательность. В последние годы, главным образом на базе монгольского и казахстанского материала, возможности расчленения гиппарионовой фауны были с успехом показаны А.Д. Годиной [1975], Е.Л. Дмитриевой [1977] и В.И. Жегалло [1978].

Миоцен нижний — средний

Эти отложения представлены в Монголии двумя подразделениями — свитой лоо и нижней подсвитой ошин; пока еще не совсем ясны взаимоотношения этих свит в пространстве. Судя по составу фауны млекопитающих, нижняя подсвита ошин может занимать вторую половину рассматриваемого интервала (табл. 20).

Возраст	Монголия, Северный Китай				Казахстан		Комплексы	Сибирь	Индостан			Биостратиграфические горизонты	
	нижний	средний	верхний	Меотис	Сармат	Мастодонтовый			Ольхон (халагайская свита)	Бутти	Чанжи		Нагри
	Аквитан	Бурдигал	Гельвет	Тортон	Улан-Тологой	Ошии-Боро-Удзюр-Ула	мунгжаковский	Ольхон (халагайская свита)	Кампийал	Чанжи	Нагри	Дак-Патан	Верхне-оштинский
		Улан-Тологой			▲ 17±2 млн. лет	нижняя подсвита							Нижне-оштинский
		Ло			Бегер-1	верхняя подсвита							Тунг-Гурский
		Шине-Ус			Дарганга								Улан-Тологойский
		▲ 20±0,5 млн. лет			Тунг-Гур								Агыспейский
					Сары-Булак (Зайсан)								
	Агыспе				Асказансор								
					Джылаңчак								
					Кушук	Калкаман							
							парщерагериевый и гомфогериевый						

Для первой половины этого интервала наиболее характерна фауна Улан-Тологой и Лоо. Ее возраст определяется наличием крупных носорогов – *Gobitherium*, мастодонтов – *Serridentinus*, *Zygodon*, анхитериев. Возможно, местонахождение Лоо занимает более узкий стратиграфический диапазон, чем Улан-Тологой, фауна приурочена к основанию разреза свиты лоо, а в Улан-Тологойе она происходит из обеих литологических пачек (светлой и красной). Указанием на это служат более примитивный облик *S. mongoliensis*, чем *S. tologoensis* [Osborn, 1924; Беляева, 1952]; однако И.А. Дуброво [1974] склонна считать их одним видом.

Анализируя состав фауны нижней части миоцена, можно выделить улан-тологийский биостратиграфический горизонт с характерной ассоциацией *Anchitherium auralianense* – *Serridentinus tologoensis* – *Stephanocemas tompsoni*. Абсолютные датировки [Габуня и др., 1975] показывают, что диапазон этого горизонта оценивается от $20 \pm 0,5$ млн. лет до $17 \pm 2,0$ млн. лет, т.е. в пределах верхов нижнего – низов среднего миоцена.

К этому же биостратиграфическому горизонту в Китае относится, по-видимому, местонахождение Тунг-Гур, имеющее близкую ассоциацию фауны. Датировка этого местонахождения обычно принимается в пределах среднего – верхнего миоцена [Colbert, 1934, 1939; Stirren, 1934] или только среднего миоцена [Громова, 1952; Дуброво, 1974, Дашзэвэг, 1975]. Однако можно предположить, что Тунг-Гур занимает более высокое стратиграфическое положение, чем Улан-Тологой. На это указывает, в частности, появление среди мастодонтов рода *Platybelodon*, более прогрессивные признаки у *S. gobiensis*, чем у *S. tologoensis*, появление жирафа *Palaeotragus*, бобров *Monosaulax tungurensis*. Таким образом, для тунгурского биостратиграфического горизонта выявляется следующая ассоциация: *Anchitherium gobiense* – *Serridentinus gobiensis* – *Platybelodon grangeri* – *Dicrocerus grangeri*.

Более высокое стратиграфическое положение занимает фауна нижне-оштинского биостратиграфического горизонта. Она, видимо, является финальной стадией анхитериево-мастодонтового типа и непосредственно предшествует гиппарионовой фауне. Характерным элементом этой фауны являются носороги рода

Begertherium, здесь же впервые появляются *Gazella poathensis*, эламотерииды, бовиды, продолжают существовать мастодонты рода *Serridentinus*, но отсутствуют *Anchitherium*. Таким образом, эта фауна соединяет в себе элементы средне- и верхнемиоценового возраста.

Предлагаемое разделение миоценовых фаун Монголии и Китая на три био-стратиграфических горизонта еще требует, несомненно, более детальных исследований по эволюции доминирующих групп — мастодонтов, анхитериев, носорогов, однако уже сейчас такая последовательность вытекает из стратиграфического положения этих фаун.

Биостратиграфические горизонты Монголии и Северного Китая не всегда находят полных аналогов в сопредельных районах Внутренней Азии. Это связано как с разной детальностью расчленения миоценовых толщ и фаун, так и с их определенными провинциальными различиями.

В Казахстане к базальным горизонтам миоцена, вероятно, следует относить фауну Асказансора и, возможно, Агыспе, хотя, как показано выше, палеонтологические материалы весьма противоречивы [Яншин, 1953; Никифорова, 1960; и др.]. Аргументом в пользу такого решения является более широкий диапазон возраста индрикотериевой фауны, охватывающий, судя по радиологическим данным [Габуния и др., 1975; Девадкин, Смелов, 1979], средний и верхний олигоцен. К таким же выводам об отнесении верхов чаграйской и асказансорской свит с парацератериевым комплексом к низам миоцена пришли М.Г. Зальцман [1968] и Б.С. Шацкий и другие [1973]. Этот горизонт нижнего миоцена можно выделять под названием агыспейского. Л.К. Габуния [доклад, 1977 г.] асказансорскую фауну рассматривает как переходную (от верхнего олигоцену к нижнему миоцену), а агыспейский комплекс относит к нижнему миоцену.

Более высокое положение в разрезе миоцена Казахстана занимает аральская свита. Она представлена зеленоцветными карбонатными, местами гипсоносными глинами с прослоями мергелей и песков и хорошо выдерживается от Приаралья до Павлодарского Прииртышья, предгорий Алтая и Зайанской впадины. Типовым местонахождением фауны аральской свиты является Джиланчик на севере Тургая; эта фауна отличается от фаун Асказансора и Агыспе. А.А. Борисяк [1948], А.А. Борисяк и Е.И. Беляева [1948] указывают, что она является типично нижнемиоценовой. Отсюда известны *Trilophodon* (*Serridentinus*?) *inopinatus*, *Mastodon atavus*, *Mastodon* sp., *Aceratherium depereti*, *Brachyopotherium aurelianense* var. *gailiti*. А.А. Борисяк отмечает, что "ее составляют формы, тесно связанные с миоценовой европейской фауной, но имеющие еще очень примитивный облик" [1948, с. 20]. Так, *B. aurelianense* var. *gailiti* является лишь вариантом типичного бурдигальского вида из орлеана Франции; *A. depereti* занимает промежуточное положение между верхнеолигоценным *A. lemanense* и широко распространенным в миоцене Европы *A. tetradactylum*. С монгольской фауной Лоо фауну Джиланчика сближает присутствие *T.* (*Serridentinus*?) *inopinatus*, близкого *S. mongoliensis*. *Mastodon atavus* является самой примитивной формой рода [Борисяк, Беляева, 1948]. Таким образом, местонахождение Джиланчик, а соответственно и нижняя часть аральской свиты может коррелироваться с низами миоцена (свита лоо) Монголии.

В более высоких частях разреза аральской свиты, в "соленосных глинах" (кушукские слои), залегающих на слоях с *Corbula helmersseni*, содержится фауна млекопитающих несколько более молодого облика (местонахождение Кушук); *Anchitherium aurealense*, *Chalicotherium* sp., носороги (подсемейство *Teleocera-tinae*), *Diceros* sp., хищники, мастодонты, свиньи (*Palalochocerus* sp.), антропо-терии (*Bothriodon* или *Huopotamus*?). По-видимому, к этому же возрастному интервалу принадлежит и местонахождение Ашу-Тасты, откуда были определены В.С. Бажановым *Aceratherium depereti* (?), *Brachyopotherium aurelianense* var. *gailiti*, *Miohippus* sp. и *Parahippus* (?), *Prodremotherium* sp., *Tragulidae* gen., *Lophiodontidae* gen., *Palaeocastor* sp.

Выше "свиты соленосных глин" в бассейне рек Джиланчика и Сары-Тургая выделяется свита турме [Лавров, 1949]; в ее составе известны *Miohippus* sp., *Hiohippus* sp., *Gazella* sp., *Ictitherium* cf. *hipparionum*, *Palaeomeryx* (?) sp., *Gazelli-nae* gen. и др.

Таким образом, анализируя состав фауны разных частей аральской свиты, мы видим ее изменение — появление вверх по разрезу все более молодых элементов, что, как показано выше, характерно и для последовательной смены фаун Лоо, Улан-Тологая, Тунг-Гура и нижней подсвиты ошин в Монголии и Китае.

В Зайсане отложения нижнего — среднего миоцена выделены В.С. Ерофеевым [1969] в акжарскую (аральскую) свиту, а Б.А. Борисов [1963] подразделяет их на две свиты — акжарскую и зайсанскую. Первая представлена озерными осадками — кварц-полевошпатовыми песками с прослоями алевритов, песчаников и зеленовато-серых глин, залегающих с размывом на олигоценых отложениях; зайсанская свита представлена зелеными, часто гипсоносными глинами. В осадках этих свит имеются пресноводные моллюски, рыбы, пресмыкающиеся, флора, которые в целом определяют возраст их в пределах нижнего — среднего миоцена.

Вышележащая сарыбулакская свита датировалась ранее Борисовым [1963] средним — верхним миоценом, а позднее средним миоценом. Таким образом, обе свиты Б.А. Борисова отвечают акжарской свите В.С. Ерофеева. Большие сборы мелких млекопитающих из сарыбулакской свиты сделаны Н.С. Шевыревой. Из местонахождений Аксыр и Кусто известны: Rodentia: Sciuridae, Castoridae — *Amblycastor tungurensis*, *Monosaulax* sp. nov., Cricetidae; Carnivora: *Amphicyon* sp.; Lagomorpha, *Lagomydae*; *Paludotona gobiensis*; *Perissodactyla*: *Anchitherium* sp.; *Artiodactyla* — *Cervidae*; *Zapodidae* — *Plesiosminthus* sp.. Млекопитающие сарыбулакской свиты имеют одинаковые роды — *Anchitherium*, *Stephanocemas* и виды — *A. tungurensis*, *P. gobiensis* с фауной Улан-Тологай и Тунг-Гура Внутренней Азии. Из сарыбулакской свиты известна фауна анхитериевого типа — *Stephanocemas brevistephanos*, *Anchitherium* sp., *Amphicyon* sp., что позволяет датировать эту свиту средним — низами верхнего миоцена и сопоставлять с нижнеошинским горизонтом Западной Монголии. Весьма интересна работа В.М. Чхиквадзе [1973] по черепахам из этих свит. Так, из акжарской свиты он указывает комплекс, еще сохраняющий в себе элементы олигоценовой фауны — *Trionyx* sp.,? *Planiplastron* sp., *Zaisanemys jegalloi*, *Chrysemys polydectes*, *Melanochelys fontinalis*, близкий вид к *M. kazachstanica* из Асказансора и к неогеновым европейским видами — *M. eura*, *M. pidoplicoi*, *Protestudo alba* и др. Из сарыбулакской свиты описаны *Chelydromis poena* (близок европейским видам из верхнего олигоцена и нижнего миоцена), *Trionyx* sp., *Melanochelys* sp., *Chrysemys* sp., *Protestudo darewski* (близок к *P. turgaica* из нижнего миоцена Центрального Казахстана).

В Рудном Алтае отложения нижнего — среднего миоцена выделены И.С. Чумаковым [1965] в аральскую свиту, которая представлена пестроцветными, преимущественно зелеными и серыми глинами монтмориллонитового состава, часто пятнисто окрашенными в красные, малиновые и фиолетовые тона (горизонт "а"). Верхний горизонт "б" сложен преимущественно зелеными карбонатными глинами субаквального генезиса, содержащими прослойки песков и алевритов. Сравнимая строение аральской свиты Рудного Алтая и Казахстана, Чумаков подчеркивает наличие элювированного горизонта в кровле олигоцена и размыва, предшествующего накоплению миоценовых осадков; горизонт "а" он датирует нижним, а горизонт "б" — верхами нижнего — средним миоценом.

В Степном Алтае отложения нижнего — среднего миоцена выделяются в рубцовскую (аральскую) свиту [Адаменко, 1974, Мартынов, 1976], имеющую сходный литологический состав с отложениями предгорий Рудного Алтая. В южной части Западно-Сибирской низменности эта свита замещается таволжанской свитой [Зальцман, 1968; Адаменко, 1974], представленной пестроцветными и зеленоцветными глинами, мергелями, с прослоями песков и алевритов. Эта свита является основанием бурлинской серни, охватывающей весь неогеновый комплекс юга Западной Сибири. Однако в последнее время с проведением детальных геологосъемочных работ на юге Западно-Сибирской низменности и в Северном Казахстане выяснилось, что отложения, обычно коррелируемые с аральской свитой Тургай, имеют весьма сложное разнофациальное строение как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. Находки фауны в разных частях этого, ранее единого "аральского" горизонта показали его явную разновозрастность в пределах от верхов олигоцена до верхов миоцена включительно. Вопросы расчленения миоцена

этого региона неоднократно обсуждались на совещаниях по выработке унифицированных стратиграфических схем Казахстана и Западной Сибири (Алма-Ата, 1968 г.; Тюмень, 1969 г.). Одна из наиболее детальных схем расчленения миоцена была предложена В.А. Мартыновым [1976]. В нижнем миоцене им выделяется петропавловская свита (горизонт), состоящая снизу вверх из киреевских (=кушукских), вороновских и бещеульских (=ишимских) слоев. К среднему миоцену — сармату им относится таволжанская свита (горизонт). Мартынов справедливо отмечает, что традиционное сопоставление низов миоценовой серии юга Западной Сибири со всей аральской свитой Арало-Тургая требует пересмотра.

Нами указывалось выше, что в районе Агыспе эта фауна датируется поздним олигоценом — ранним миоценом, в Джиланчике (кушукские слои) — ранним миоценом, а в ряде местонахождений Северного Казахстана, заключенных в зеленых глинах "аральской" свиты, встречены остатки анхитериевой фауны совместно с гиппарионами [Лавров, 1957; Беляева, 1964]. Так, в частности, в Павлодарском Прииртышье М.Д. Бирюков и другие [1968] указывают на находки в "аральской" свите *Mastodon cf. turicensis*, *M. borzoni*, *Anchitherium aurelianense*, *Hipparion longipes*, что явно свидетельствует, по крайней мере, о позднемиоценовом возрасте этих осадков.

Анализу стратиграфического положения фауны млекопитающих из "аральской" свиты Прииртышья посвящено несколько работ [Бажанов, 1951; Бирюков и др., 1968; Аубекеров и др., 1970]. Эти исследователи в разрезе миоцена Казахстана выделили следующие фаунистические комплексы: парацератериевый и гомфотериевый (нижний миоцен), мунтжаковый (средний миоцен) и мастодонтовый (верхний миоцен). Таким образом, улантологийский горизонт Монголии, вероятно, может отвечать гомфотериевому и нижней части мунтжакового комплекса, нижнеошинский горизонт — мунтжаковому комплексу, а верхнеошинский — мастодонтовому комплексу Казахстана.

В горном поясе Южной Сибири отложения нижнего — среднего миоцена существенно отличаются от одновозрастных образований равнинных территорий Казахстана и юга Западно-Сибирской низменности. Это отличие в первую очередь связано с принадлежностью их к различным формационным комплексам, формировавшимся в разных ландшафтно-климатических и структурно-геологических условиях. В целом осадки нижнего — среднего миоцена Казахстана и юга Западной Сибири принадлежат к аридной сульфатно-карбонатной формации, накапливающейся при относительно спокойном тектоническом режиме. В горных районах Южной Сибири и вдоль их северных предгорий миоценовые толщи формировались в условиях более гумидного климата, преимущественно в межгорных впадинах. Это привело к накоплению субкавальных осадков значительной мощности, выделяемых в угленосную полимиктовую формацию [Чумаков, 1965; Девяткин, 1965; Никифорова и др., 1967].

В Горном Алтае осадки нижнего — среднего миоцена широко развиты в межгорных впадинах — в Чуйской, Курайской, Джулукульской, Самахинской [Шукина, 1954; Лунсгергаузен, Раковец, 1958; Девяткин, 1960, 1965; и др.]. Они выделены здесь в кошагачскую свиту, представленную озерными зеленовато-серыми глинами, песками, алевритами, с прослоями бурых углей и лигнитов общей мощностью до 250–300 м. Отложения кошагачской свиты достаточно полно охарактеризованы палеофлористическими материалами; в Чуйской впадине В.А. Хахловым были определены *Diospyrus brachysepala*, *Juglans acuminata*, *Populus sp.*, *Alnus sp.*, *Salix sp.*, а П.А. Никитин обнаружил плоды и семена *Sparganium sp.*, *Epipremnum heterobrachium*, *Epipremnites menispides*, *Decodon gibbosus*, *Diclidocarya amegelii*, *Rubus sp.*, *Lycopus sp.*, *Quercus sp.*, *Tsuga sp.*, *Pinus sp.*, *Aldrovanda sibirica*, *Picea sp.*, и др. П.И. Дорофеевым [1956] из отложений этой свиты были определены *Sequoia sp.*, *Pinus sp.*, *Coniferae gen.*, *Staphylea cf. rugosa*, *S. minima*, *Actinidia sp.*, *Aralia cf. cornata*, *Cornus gorbunovii*.

Палинологические материалы получены по многим разрезам кошагачской свиты [Девяткин, 1965]. Растительность кошагачского времени близка тургайской флоре, но представлена ее обедненным вариантом, с большим участием хвойных пород, отвечающим горным условиям произрастания. В отложениях кошагачской свиты определены также моллюски *Cipangopaludina cf. lecythoides*, *Tulatoma aff.*

tulatomoïdes, характерные, по Г.Г. Мартинсону [1961], для ниже-, среднемиоценовых отложений Тункинской впадины.

В Кузнецкой и Минусинской впадинах миоценовые отложения развиты ограниченно. Здесь известны зеленоцветные и пестроцветные глины небольшой мощности (район с. Шунеры на р. Енисее) со спорово-пыльцевыми спектрами степного типа; по направлению к горному обрамлению впадины эти осадки замещаются красноцветными суглинками и глинами пролювиально-делювиального генезиса [Атлае-Саянская горная область, 1969].

В Енисейском крае и по южной окраине Сибирской платформы отложения нижнего миоцена представлены осадками верхнебельской подсвиты [Боголепов, 1961; Пельтек и др., 1973]. Она состоит преимущественно из голубовато-серых и зеленоватых глин, с прослоями песков и алевроитов; в отличие от нижней подсвиты эта часть разреза отличается слабой угленосностью. Спорово-пыльцевые спектры ее характеризуются значительной обедненностью состава теплолюбивых элементов, резким преобладанием *Betulaceae* и единичной пылью *Juglandaceae*, *Myrta*, *Ulmus*. В верхах разреза постепенно увеличивается количество хвойных — тсуги, ели, пихты и сосны. Такой палинологический состав верхнебельской подсвиты сближает ее со спектрами верхов кошагачской свиты Горного Алтая, а также со спектрами некрасовской серии Западной Сибири.

В Прибайкалье миоценовые отложения довольно хорошо изучены благодаря работам главным образом Н.А. Логачева и его сотрудников [Логачев, 1958; Логачев и др., 1964]. В настоящее время вырисовывается следующая схема строения миоценовых отложений. Во впадинах байкальского типа разрез неогеновых отложений начинается танхойской свитой, основание которой может опускаться и в верхний олигоцен [Логачев, 1964; Белова, 1973]. По литологическим и спорово-пыльцевым особенностям эта свита хорошо сопоставляется с кошагачской свитой Горного Алтая [Девяткин, 1965; Никифорова и др., 1967]. Комплекс молакофауны танхойской свиты датируется Мартинсоном [1961] нижним — средним миоценом. Осадки этой свиты представлены песчано-глинистыми породами, с прослоями лигнитов и бурых углей, общей мощностью до нескольких сотен метров. В некоторых работах танхойская свита Западного Прибайкалья выделяется под названием булусинской свиты в объеме среднего олигоцена — нижнего миоцена и сопоставляется с карачумской + кошагачской свитой Горного Алтая [Литвинцев, Тараканова, 1973]. Верхней части танхойской свиты на Ангаро-Ленском междуречье соответствует баяндайская свита, преимущественно зеленоцветного карбонатно-глинистого состава. Литологически, по составу палиноспектров и молакофауне, она сопоставляется с халагайской свитой о-ва Ольхон на Байкале, откуда известна фауна млекопитающих: *Insectivora*: *Talpidae* — *Proscalops* sp., *Talpa* sp., *Soricidae*; *Rodentia*: *Leporidae* — *Procacrolagus* sp., *Sciuridae*, *Castoridae* — *Monosaulax* sp. *Myoxidae*, *Cricetodontidae* — *Cricetodon* cf. *sansaniense*; *Carnivora*: *Mustelidae*, *Felidae*; *Perissodactyla*: *Equidae* — *Anchitherium* (?) sp., *Chalicotheriidae* — *Metaschizotherium* (?) sp., *Rhinocerotidae* — *Dicerorhinus* sp.; *Artidactyla*: *Cervidae*, *Palaeomeryx* sp., *Bovidae*.

Анализ этой фауны, проведенный В.И. Громовым и Е.И. Беляевой [Логачев и др., 1964, с. 43], позволил датировать ее миоценом. Отметим, что общий состав фауны близок улантологическому и тунгурскому горизонтам Монголии и Китая. Их сближает как присутствие многих общих семейств и родов (*Monosaulax*, *Cricetodon*, *Anchitherium*), так и стратиграфическое положение.

В Джидинском Прибайкалье ниже-, среднемиоценовые отложения развиты ограниченно. Они встречаются под водораздельными базальтами на хребте Хамар-Дабан и представлены олигомиктовыми галечниками, щебнями, белесыми песками, реже зелеными глинами. Для них характерны спорово-пыльцевые спектры танхойского типа, а их возраст определяется перекрыванием базальтами с датировкой 17,9 млн. лет [Медведев, 1968; Антощенко-Оленев, 1975]. Таким образом, эти подбазальтовые галечники и соответствующая им по палинологическим спектрам часть танхойской свиты (по-видимому, средняя — Е.Д.) могут отвечать нижнему — среднему миоцену Монголии.

Южные районы Азии (Индия, Бирма). Корреляция миоценовых отложений Монголии и Казахстана с этими районами Азии крайне заманчива

и интересна, однако и весьма сложна, так как эти районы относятся к другой палеозоогеографической провинции. Сравнение миоценовых фаун Бугти (Бирма) и нижних Сиваликов (Индия) с фаунами Казахстана впервые было дано А.А. Борисяком и Е.И. Беляевой [1948] и позже использовалось в ряде работ [Яншин, 1953; Бажанов, Костенко, 1965]. Слои бугти являются верхней частью гаджской серии, представлены аллювиальными осадками с богатым комплексом млекопитающих. Их возраст определяется в пределах аквитана — нижнего бурдигала (Pilgrim, 1912; Cooper, 1922) и примерно соответствует асказансорской фауне Казахстана [Борисяк, Беляева, 1948], т.е. они должны быть древнее фаун Ло и Улан-Тологоя Монголии. Более высокое стратиграфическое положение занимает формация камтиял, слагающая основание нижнесиваликской серии, которая несогласно перекрывает слои бугти; отсюда известны *Amphicyon*, *Hyaenelurus*, *Dinotherium*, *Trilophodon*, *Palaeochoerus*, *Listriodon* [Кришнан, 1954].

Верхний миоцен — нижний плиоцен

В Монголии эти отложения представлены двумя стратиграфическими горизонтами — верхней подсвитой ошин (верхний миоцен) и нижней частью свиты алтан-тэли (нижний плиоцен) [Девяткин, 1970; Девяткин, Жегалло, 1974]. Эти свиты охарактеризованы гиппарионовым типом фауны, детально изученной А.Я. Годиной [1975], Е.Л. Дмитриевой [1977], В.И. Жегалло [1978].

Верхнеошинский биостратиграфический горизонт включает в себя следующую ассоциацию: ранних гиппарионов — *H. theobaldi nagriensis*, *H. mongolicum*, мастодонтов — *Platybelodon beljaevae*, оленьков — *Oshinotherium orlovi*, газелей — *G. dorcadoides*, *Oioceras* sp., *Tragocerus* sp., жираф — *Palaeotragus* sp., носорога — *Chilotherium*. Возраст этого горизонта не выходит за пределы верхнего миоцена [Жегалло, 1978]. Другие группы фауны указывают на более широкий возрастной интервал — от сармата до понта включительно [Година, 1975; Дмитриева, 1977].

Второй биостратиграфический горизонт — алтан-тэлийский — связан с нижней частью свиты алтан-тэли. Он включает следующую ассоциацию: гиппарионов — *H. theobaldimogoiicum*, *H. plocodus*, мастодонтов — *Zygodon borzoni* (Hay), газелей — *Gazella gaudryi*, *G. paotehensis*, жираф — *Samotherium mongoliense*, носорогов — *Sinotherium* sp., *Chilotherium wimani*. Возраст этого горизонта следует ограничить нижним — низами среднего плиоцена. В пользу этого говорит находка *Z. borzoni* (Hay) в базальных слоях свиты, не позволяющая, таким образом, опускать ее возраст в миоцен [Девяткин, Жегалло, 1974; Дуброво, 1974].

В Казахстане и на юге Западной Сибири отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена выделяются в павлодарскую свиту, которой придается широкий диапазон возраста — от верхов миоцена до среднего плиоцена включительно. Такой объем горизонта объясняется невозможностью в этом регионе до самого последнего времени расчленить гиппарионовую фауну, а также литологической близостью включающих эту фауну отложений. Последние обычно представлены красноцветными глинисто-алевритистыми, с прослоями песков, отложениями преимущественно субазрального типа. Анализ оценки возраста павлодарской свиты и ее аналогов для Центрального Казахстана дан К.В. Никифоровой [1960]. Как мы отмечали выше, в последнее время наметилась тенденция разделения гиппарионовой фауны Казахстана (и соответственно павлодарской свиты) на более дробные подразделения; например, М.Д. Бирюков и другие [1968] выделяют раннегиппарионовую (нижний плиоцен) и позднегиппарионовую (средний плиоцен) фауны.

Наиболее ранние находки гиппарионов в Казахстане известны из ермакских слоев [Бирюков и др., 1968]. Типичным местонахождением гиппарионовой фауны Казахстана считается разрез Гусиный Перелет у г. Павлодара, датируемый в пределах верхнего миоцена — нижнего плиоцена [Борисяк, Беляева, 1948; Беляева, Трофимов, 1967]. По фауне гиппарионов это местонахождение сравнивается В.И. Жегалло [1978] с разрезом Алтан-Тэли и низами Хиргис-Нур (свита алтан-тэли). К этому же уровню относятся и местонахождения Тюлькусай и Ортоқ (Киргизия). Общими для павлодарского (гусиноперелетского) и алтан-тэлийского горизонтов являются гиппарионы *H. elegans*, *H. longipes*, *H. platioidus* [Жегалло, 1978], а также роды

Sinotherium, *Chilotherium*, *Crocota*, *Ictitherium*, *Mastodont*, *Samotherium*, *Tragocerus*, *Gazella*. Э.А. Вангенгейм и другие [1972] относят эту фауну к нижнему плиоцену. Наиболее верхние части павлодарского горизонта, относимые к среднему плиоцену, представлены новостаничными слоями, корреляция которых будет дана ниже.

В Павлодарском Прииртышье в последние годы были получены новые палеонтологические материалы из павлодарской свиты. П.Ф. Савиновым [1970] из стратотипа свиты был определен комплекс мелких млекопитающих: *Proochotona* cf. *exima*, *Eutamias* sp., *Myoxidae* gen., *Sicista bagajevi*, *Lophocrictetus vinogradovi*, *Proalactaga varians*, *Brachyseir tetes robustus*, *Scirotodipus kazachstanica*, *Cricetidae* gen.

Этот крицетидно-лагоморфный комплекс, получивший название маковского [Мацуй и др., 1973], был обнаружен во многих разрезах павлодарской свиты. В составе комплекса О.Д. Моськиной выделяются: *Insectivora* – *Blarina* ? sp., *Erinaceus* sp., *Lagomorpha* – *Proochotona* cf. *eximia*, *Ochotona exima-gigas*, *Ochotonoides* sp., *Rodentia* – *Eutamias* sp., *Dyromys* sp., *Lophocrictetus afanasievi*, *Scirotodipus kalbica*, *Proalactaga* sp., *Plioscirotopoda* sp., *Murinae* gen., *Cricetidae* gen., *Cricetodon* sp., *Cricetus* sp.

Геологосъемочные работы позволили установить двухчленный характер разреза павлодарской свиты, выдерживающийся на площади. Низы свиты представлены песчано-алевролитовыми, а верхи – глинистыми красноцветными отложениями. В этих отложениях (преимущественно в верхах свиты) было обнаружено несколько новых местонахождений гиппарионовой фауны (Карабастуз, Карасу, Кенес). Наиболее богатое местонахождение у оз. Карабастуз, откуда известны *Hipparion platiodus*, *H. parvum*, *Cervavitus orlovi*, *Mastodon* sp., *Gazella deperdita*, *Palaotragus* sp., *Samotherium irtyschensis* и др. Фауна этого местонахождения сходна с фауной Гусиного Перелета и Алтан-Тэли (Монголия).

В Рудном Алтае павлодарская свита имеет примерно тот же литологический состав [Чумаков, 1965]. Здесь имеются лишь отдельные находки фауны гиппарионового типа, не позволяющие наметить более точную корреляцию с разрезом неогена Монголии. К тому же эта свита плохо отделяется от перекрывающих ее бурочветных отложений вторушкинской свиты зоплейстоцена.

В Зайсане осадки позднего миоцена – раннего плиоцена выделены в калмакпайскую свиту [Борисов, 1963; Ерофеев, 1968], сложенную красноцветными глинами и алевритами; фауна представлена лишь отдельными элементами гиппарионового комплекса. Ее стратиграфическое положение между сарыбулакскими слоями с фауной *Stephanocemas*, *Anchitherium*, *Amphicyon* и карабулакской свитой позволяет датировать калмакпайскую свиту верхним миоценом – нижним плиоценом.

Более высокое стратиграфическое положение в Зайсане занимает карабулакская свита, с разрывом залегающая на калмакпайской. Изучение этой свиты, проведенное нами, а также специальные литологические исследования [Лискун, 1975] показали большую аналогию в типе карабулакской свиты и свиты алтан-тэли. Эти свиты являются типичными образованиями предгорных частей межгорных впадин Внутренней Азии. Состав карабулакской фауны весьма сходен с алтан-тэлийской: *Hipparion hippidiodus*, *Gazella dorcadoides*, *Cervavitus*, *Palaotragus*, *Samotherium*, *Ictitherium*, *Crocota*, *Chilotherium*, *Sinotherium*. Это позволяет датировать ее нижним – средним плиоценом [Дмитриева, 1977; Жегалло, 1978].

В горном поясе Южной Сибири отложения позднего миоцена – раннего плиоцена относятся к другому литолого-формационному типу разреза. Они формировались в межгорных впадинах, представлены карбонатными зеленовато-серыми глинами, алевритами, с прослоями песков и мергелей. В прибортовых частях впадин озерно-аллювиальные отложения замещаются красноцветными и бурочветными глинами, алевритами, песками со щебнем, галечниками. Эти фации весьма сходны с павлодарской свитой Казахстана и предгорий Алтая.

В Горном Алтае к этому горизонту относятся отложения туерыкской свиты – глины, мергели, пески (100–150 м). Они содержат фауну моллюсков, остракод широкого стратиграфического диапазона (миоплиоцен). По палинологическим данным для свиты характерен лесной тип растительности, хотя и намечается посте-

пенное сокращение пыльцы широколиственных пород, выпадает пыльца таксодиевых, преобладает пыльца берез, сосен, увеличивается содержание степных элементов [Девяткин, 1965].

Существенно иной тип разреза миоплиоцена Горного Алтая по сравнению с разрезами равнинных районов Казахстана и предгорий Алтая, а также различие в их палиноспектрах ясно говорит о различных ландшафтно-климатических условиях этих регионов — более гумидных в горных районах Алтая, Тувы, Саян, что подчеркивалось нами ранее [Девяткин, 1965; Никифорова и др., 1967].

В Туве, в Убанурской впадине, отложения миоплиоцена выделены Л.Д. Шорыгиной [1963] в глинисто-алевритовую пачку убанурской серии осадков, содержащих "кунеопсисовый" комплекс моллюсков [Попова, 1968]. Как показано выше, они сопоставляются нами с верхней подсвитой ошин.

В Приенисейском районе К.В. Боголеповым [1961] выделяется кирнаевская свита, сложенная песками, местами карбонатными глинами, алевритами, датируемая поздним миоценом — ранним плиоценом.

Довольно сложно обстоит дело с расчленением позднего неогена Прибайкалья. Как мы показали выше, баяндайская свита охватывает значительный возрастной диапазон [Логачев и др., 1964, с. 69]. Ее нижняя часть, сопоставляемая с халагайской свитой о-ва Ольхон, не может быть моложе среднего — низов верхнего миоцена. Верхняя часть этой свиты, отличающаяся меньшей карбонатностью осадков, как отмечал Н.А. Логачев [1964, с. 59], представляет на Ангаро-Ленском междуречье довольно выдержанный горизонт и может выделяться в самостоятельную свиту. Действительно, последующие исследования по палинологии этих отложений показали существенное отличие их спектров от спектров остальной части баяндайской свиты [Белова, 1975]. Здесь резко снижается роль широколиственной флоры, преобладает пыльца ольхи и берез, увеличивается количество темнохвойных элементов. В Тункинских впадинах к позднему неогену относятся самые верхи мощной серии танхойских отложений, сопоставляемых по палинологическим данным с верхами баяндайской свиты.

Северо-Восточный Китай — один из наиболее интересных районов Внутренней Азии в связи с многочисленными находками гиппарионовой фауны. Однако стратиграфия неогеновых отложений здесь слабо изучена [Teilhard, Trassert, 1937; Teilhard, Leroy, 1942]. В литературе делались попытки выяснить последовательность реальных стратиграфических горизонтов (и содержащихся в них фаун) позднего неогена [Обручев, 1954; Равский, 1972; Вангенгейм и др., 1972]. В последние годы были намечены схемы корреляции разреза позднего неогена Западной Монголии и Северо-Восточного Китая [Девяткин, 1970; Жегалло, 1978].

В Северо-Восточном Китае отложения с гиппарионовой фауной делятся на две серии — нижнюю "понтическую" (в широком смысле) — слои red clay — формация паоте и верхнюю — слои reddish clay (средний — верхний плиоцен). Слои red clay начинаются конгломератами, переходящими выше в красные пески и пестрые глины ("violet pontian sands"), залегающие с размывом на нижележащих отложениях. Наиболее древний горизонт представлен, видимо, в местонахождении Харр-Обо, откуда известен *Hipparion mongolicum*. Отложения Харр-Обо состоят из песков и светлых глин, перекрываемых с размывом и несогласием красноцветными глинами паоте. Это местонахождение отвечает, по-видимому, верхнеошинскому горизонту и относится к миоцену [Жегалло, 1978].

Основные местонахождения слоев red clay формации паоте Китая отвечают алтан-тэлийскому горизонту Монголии по присутствию *Hipparion plocodus* и *H. hippidiodus*. Сопутствующая фауна зоны red clay (*Gazella gaudryi*, *Palaeotragus*, *Samotherium*, *Chilotherium*) типична для этого же и павлодарского горизонта Казахстана. Таким образом, возраст основной части red clay не может выходить за рамки верхов верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Более высокие горизонты неогена Китая, как показано ниже, коррелируются нами с хиргиснурским горизонтом среднего плиоцена [Девяткин, 1970].

В Индии находки гиппарионовой фауны известны начиная с формации чинжи; однако факт нахождения здесь *Hipparion teobaldi* оспаривается [Hussain, 1971]. Формацию нагри по присутствию в ней *H. nagriensis* В.И. Жегалло [1978] сопоставляет с верхнеошинской подсвитой; в этих горизонтах как в Индии, так

и в Монголии еще много архаичных элементов фауны. Более молодая формация дак-патан, представленная в Сиваликах бурыми песчаниками, глинами и гравелитами, содержит *Hipparion teobaldi teobaldi* и *H. antilospinum*; подвид *H. teobaldi mogoiicum*, известный из алтантэлийского горизонта, позволяет их коррелировать между собой [Жегалло, 1978].

Средний плиоцен

Отложения этого возраста ранее в Монголии не выделялись. Лишь благодаря наличию хороших разрезов плиоцена в Западной Монголии и проведению послонных сборов фауны удалось расчленить плиоценовые отложения [Девяткин, 1970; Девяткин, Жегалло, 1974; Дмитриева, 1977; Жегалло, 1978]. В среднем плиоцене Монголии выделяются два биостратиграфических горизонта; нижний из них — хиргис-нурский — отвечает интервалу 10–62 м стратотипа разреза Хиргис-Нур-2, верхний — чоно-хариакский — отвечает пачке Б свиты хиргис-нур и ряду обнажений по рекам Чоно-Хариах и Дзабхан.

Характерную ассоциацию хиргис-нурского горизонта образуют следующие формы: *Hipparion teobaldi mogoiicum* (поздняя форма), *H. elegans*, *H. hippidiodus* (ранняя и особенно поздняя формы); весьма показательны *H. teobaldi platiodus*, *H. sefvei*, *H. parvum* и *H. houfenense* (ранняя форма). Такое разнообразие гиппарионов, отражающее не только эволюционное развитие этого рода, но и связанное с дифференциацией стадий обитания разных видов, характерно, по В.И. Громовой [1952] и В.И. Жегалло [1978], для послепонтического времени. Среди газелей также наблюдается значительное разнообразие форм: здесь заканчивают существование миоплиоценовые *Gazella dorcadoides* и *G. mongolica*, типичны *G. blacki*, *Ahtilospira* и *Olonbulukia*. Последние два рода характерны для среднего и позднего плиоцена [Дмитриева, 1977]. Впервые появляются олени — *Cervus*, *Muntiacus*, *Sinomegaceros*, верблюды — *Paracamelus gigas*; разнообразны хищники, но изучены они еще недостаточно.

В хиргис-нурском горизонте многочисленны мелкие млекопитающие; среди лагоморф характерны *Proochotona*, *Ochotona*, *Ochotonoides*, *Hypolagus*, *Sinocastor*; среди грызунов — *Dipoides*, *Lophocricetus*, *Microtodon*, *Microscoptes*, для верхней части этого горизонта — *Pseudomeriones*, *Cricetodon*. Данный комплекс мелких млекопитающих, по мнению В.С. Зажигина [Девяткин и др., 1968], является среднеплиоценовым.

Этот горизонт имеет тесные связи с алтан-тэлийским горизонтом, непосредственно предшествующим, а возможно, частично и совпадающим с низами хиргис-нурского. Такая преемственность хорошо прослежена в фауне гиппарионов и газелей. К сожалению, в алтан-тэлийском горизонте не обнаружено мелких млекопитающих. Таким образом, между нижним и средним плиоценом мы не имеем фаунистического перерыва, а фауна среднего плиоцена хотя четко и обособляется, но в общем фиксирует завершающий этап развития гиппарионовой фауны.

По-видимому, к финальной стадии этого этапа относится чоно-хариакский горизонт. Для него характерна ассоциация: поздняя форма *Hipparion houfenense*, появление рода *Proboscidipparion*, *Anancus sinensis*, а из грызунов — *Promiomys* sp. и *Aratomys* sp. Ряд представителей фауны этого горизонта (*H. houfenense*, *Proboscidipparion*, *Anancus sinensis*) встречаются в Азии и в фауне раннего эоплейстоцена, но уже с типичными антропогенными родами (*Archidiscodon*, *Equus* и др.) [Вангенгейм, 1977]. Их отсутствие в чоно-хариакском горизонте не позволяет относить его к антропогену, а заставляет считать эту фауну еще довиллафранкской. К такому же заключению пришла Э.А. Вангенгейм, сравнивая фауну Западной Монголии и Северо-Восточного Китая [Вангенгейм, 1977].

В Северо-Восточном Китае среднеплиоценовые отложения широко развиты и уверенно коррелируются с биостратиграфическими горизонтами среднего плиоцена Монголии [Девяткин, 1970; Вангенгейм и др., 1972]. Это — нижняя часть серии reddish clay, представленная в местонахождениях Эртемтэ, Далай-Нор, Юше, Шитон-Гол белыми кварцевыми песками, алевритами, содержащими прослойки глины и мергелей. Эти отложения залегают на дислоцированных красноцветных глинах формации паоте (серия red clay), в которых, кроме фауны млекопитающих, со-

держится фауна моллюсков. Разрез формации эртемтэ в фациально-литологическом отношении весьма сходен с разрезом свиты хиргис-нур [Обручев, 1954].

В серии reddish clay выделяются две фаунистические зоны. Зона II отвечает среднему плиоцену, а зона III – верхнему плиоцену или виллафранку китайских авторов. Для зоны II характерны поздние формы гиппарионов, газелей – *Antilospira*, *Gazella blacki*, мастодонтов – *Zygalophodon*, *Stegodon*, многочисленных грызуны – *Dipoides*, *Prosiphneus*, *Microtodon*. Фауну нижней части II зоны Г. Кальке [Kahlke, 1969] выделил в ассоциации *Zygalophodon* – *Hipparion* – *Chilotherium* и сравнил ее с астием Европы. По-видимому, этот горизонт (подзона IIa) отвечает хиргис-нурскому горизонту Монголии, а подзона IIb. серии reddish clays может соответствовать чоно-харилахскому горизонту. Более высокие части разреза reddish clays (зона III) уже содержат представителей антропогеновой фауны [Равский, 1972; Вангенгейм, 1977].

Конечно, полная корреляция плиоценовых горизонтов Монголии и Северо-Восточного Китая затруднена тем, что геологическое положение фаун Китая еще требует ревизии. В работе Э.И. Равского и др. [1964] показано, что далеко не все местонахождения Китая имеют хорошую геологическую привязку, а отдельные представители млекопитающих среднегоплиоценового комплекса фаун встречаются в выше- и нижеуказанных отложениях. Однако мы не склонны присоединяться к мнению авторов указанной монографии, что "типичная среднеплиоценовая фауна на обширной территории Северного Китая и Внутренней Монголии, по-видимому, отсутствует" [Равский и др., 1964, с. 224]. Обособление фаунистического комплекса среднего плиоцена в разрезах Монголии, расположенного стратиграфически между фауной нижнего плиоцена и эоплейстоцена, четко свидетельствует о наличии среднеплиоценового этапа в развитии фаун Азии. К этим же выводам пришли Э.А. Вангенгейм, В.И. Жегалло, В.С. Зажигин [1972].

В Казахстане отложения среднего плиоцена выделяются обычно в составе павлодарской свиты или относятся к низам верхнего плиоцена (эоплейстоцена) в составе соответствующих свит (кустанайской, карабулакской, вторушкинской, кочковской). Трудности выделения этого горизонта заключаются в единичности литолого-фациального состава этих отложений, а также в отсутствии единых полных разрезов, где можно было бы наблюдать смену фаун нижнего и среднего плиоцена. Однако в последние годы отложения, залегающие между павлодарским горизонтом и эоплейстоценом, в разных местах юга Западной Сибири и Казахстана получают свое палеонтологическое обоснование. Они охарактеризованы позднегиппарионовым типом фауны или калмакпайской фаунистической стадией [Вангенгейм и др., 1972].

К этому стратиграфическому горизонту относится, вероятно, местонахождение Калмакпай в карабулакской свите Зайсана [Жегалло, 1978]. Ближе к нему и местонахождение Есекарткан, откуда известны *Ochotona* sp., *Lepus* sp., *Castor* cf. *fiber*, *Felis* sp., *Ancus* sp., *Hipparion* aff. *houfenense*, *Dicerorhinus* sp., *Gigantocamelus longipes*, *Samotherium* sp., *Cervavitus* sp., *Spiroceros* sp., *Gazella sinensis*, [Кожамкулова, 1974].

В Западной Сибири к среднему плиоцену относятся новостаничные слои, откуда известны *Desmanidae* gen.?, *Stenofiber* sp., *Prosiphneus* sp., *Baranomys* sp. В фауне моллюсков новостаничных слоев В.С. Зыкин [1979] выделяет комплекс с *Sculptunio bituberculatus*; в нем 5 видов, известных из кызылгирской свиты Горного Алтая. Наибольшую близость эта фауна обнаруживает с фауной кызылгирской свиты и хольской свиты Тувы и датируется средним плиоценом. Фауна остракод из новостаничной свиты, по мнению Т.А. Казьминой [1975], занимает промежуточное положение между комплексами павлодарской и кочковской свит и датируется средним – поздним плиоценом.

В других районах юга Западной Сибири, в Рудном и Степном Алтае, этот стратиграфический горизонт четко не выделяется и относится обычно к верхам павлодарской или низам кочковской свит [Адаменко, 1974].

В Прибайкалье был выделен новый стратиграфический горизонт с фауной млекопитающих, близкой к хиргис-нурскому горизонту Монголии. На о-ве Ольхон выше халагайской свиты среднего – верхнего миоцена В.Д. Мац и А.Г. Покатилов [1976 б, в] в сасинской свите, представленной озерными синими, зелеными и серыми

глинами, с прослоями песков и красно-бурых щебенистых суглинков, обнаружили фауну мелких млекопитающих среднего плиоцена; отсюда известны: зайцеобразные — *Lagomyidae* gen., *Proochotona* sp., *Ochotona* sp., грызуны — *Sicista* sp. (крупные и мелкие формы), *Cricetulus* sp., *Microtodon* cf. *longidens*, *Microscoptes* sp. Сасинская свита перекрывается красноцветными отложениями нижнего зоплейстоцена с фауной чикойского комплекса. Отложения сасинской свиты Мац и Покатилово сопоставляют с байшинской свитой Прибайкальского прогиба и с низами охристой свиты Тункинских впадин.

В Горном Алтае возрастным аналогом хиргис-нурского горизонта является кызылгирская свита [Лунгерсгаузен, Раковец, 1958; Девяткин, 1965]. Комплекс моллюсков из нее содержит около 60 видов, среди которых часть эндемиков. [Попова и др., 1970]. В А. Курсалова [1973], Е.В. Девяткин и другие [1971] показали, что фауны моллюсков Кызыл-Гира и Хиргис-Нура близки между собой. Из 18 видов моллюсков свиты хиргис-нур-7 встречаются в кызылгирской свите: *Cuneunio starobogatovi*, *C. aff. cuneiformis*, *C. tschuica*, *C. popovae*, *C. tuerykensis*, *Nodularia felsunio*, *N. lungershauseni*. Одновременность сравниваемых свит подтверждается также близким составом остракод, рыб и находкой остатков позднего гиппариона типа *H. houfenensis* или *Proboscidipparion* [Девяткин, 1965], известного из хиргис-нурского горизонта Монголии. Состав спорово-пыльцевых спектров кызылгирской свиты близок к спектрам свиты хиргис-нур в разрезе Холу.

Выше лежащая бекенская свита содержит совершенно другой комплекс моллюсков, сходный с комплексом пачки Б свиты хиргис-нур [Девяткин, 1965, 1970]. В бекенской свите найдена фауна носорогов, гиппарионов, а также *Elephantidae* gen., что позволяет относить ее уже к зоплейстоцену; об этом же свидетельствуют данные палеомагнитных исследований и термолюминесцентные датировки [Фаустов и др., 1971; Геохронология СССР, 1974]. Появившиеся публикации относительно значительного понижения возраста кызылгирской свиты [Ерофеев, 1970; Розенберг, 1973; Богачкин и др., 1974] не согласуются с приводимыми нами, а в последние годы также и другими исследователями биостратиграфическими и геохронологическими данными. Таким образом, возраст кызылгирской свиты, по нашему мнению, должен оцениваться в интервале нижнего — среднего плиоцена.

В других районах континентальной Азии наиболее перспективен для корреляции район Сиваликов в Индии. Здесь формация татрот с размывом залегает на осадках формации докпатан. Она представлена в основании конгломератами, песчаниками, выше переходящими в коричневатые и бурые глины [Кришнан, 1954]. Из этой формации известны *Hipparion theobaldi*, *H. antilopinum*, *Pentolophodon*, *Stegodon*, *Leptobos falconeria* (в низах), *Equus sivalensis*, *Archidiskodon hysundricus* [Sastri, Dutta, 1975]. Указанные авторы коррелируют формацию татрот с русцинием Европы, но, судя по присутствию древних слонов и лошадей, ее верхи могут относиться уже к верхнему плиоцену (виллафранку). Однако существует мнение и об отнесении всей формации татрот к более низким горизонтам виллафранка [Алексеев, 1978].

ГЛАВА IV

ЭФфуЗИВЫ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В РАЗРЕЗЕ ОСАДОЧНОГО КАЙНОЗОЯ МОНГОЛИИ

Введение

На территории Монголии кайнозойский вулканизм широко распространен, охватывает в основном центральную часть страны от Прихубсугуля до Заалтайской Гоби. На востоке кайнозойские эффузивы развиты в предгорьях Хингана, образуют вулканическое плато Дариганга, а также встречаются в виде отдельных небольших полей. Запад Монголии не имеет такого широкого распространения молодых эффузивов — лишь на юге Монгольского Алтая известны небольшие выходы кайно-типных базальтов.

Кайнозойский вулканизм проявлен в виде разнообразных геологических образований — многослойных "вершинных" покровов платобазальтов, отдельных гори-

зонтов в составе осадочных толщ кайнозойских отложений, некков и даек, рвущих осадочные породы палеогена и неогена, а также "долинных" потоков и хорошо сохранившихся лавовых и шлаковых конусов.

Литература, посвященная базальтам Монголии, довольно обширная [Маринов, 1954, 1966]. Ее обзор был дан нами ранее [Девяткин и др., 1973]. В основном она посвящена описанию морфологии вулканических построек, реже — петрографической характеристике самих базальтов; лишь в последние годы появились работы, в которых для отдельных районов Монголии намечена стратификация базальтоидов, основанная главным образом на геоморфологических соотношениях с рельефом и рыхлыми отложениями [Николаева, 1971; Кожевников и др., 1970; Beres, Rutkowski, 1970; Селиванов, 1972].

Структурное положение и состав

Общее структурное положение кайнозойского вулканизма Монголии определяется его позицией в крупных геоструктурах мезо-кайнозойского времени. Вулканы Северной и Центральной Монголии (Прихубсугулье, Хангай) расположены на юго-западном окончании кайнозойского вулканического пояса, дугой протягивающегося на северо-восток к побережью Охотского моря.

Кайнозойские базальты юго-восточной части Монголии, по-видимому, связаны с другой крупной геоструктурной зоной. Они образуют отдельные поля, ареал которых вытянут в субширотном направлении и прослеживается за пределы Монголии на территорию Китая. В эту зону входит вулканическое плато Дариганга и крупное плато эффузивов в Северо-Восточном Китае в районе Баян-Нур и Далай-Нур.

Третья область кайнозойских вулканических пространственно расположена между двумя описанными: она совпадает с субширотными и северо-западными структурами Монгольского и Гобийского Алтая, частично — с Баянхангорской зоной Южного Хангая.

Распространение кайнозойских вулканических в этих трех областях контролируется омоложенными разломами кайнозойского времени. Основные центры излияний, особенно наиболее молодых (плиоцен-четвертичных) фаз вулканизма, четко связаны с новейшими структурами. Это хорошо видно в северной части Центральной Монголии — в Прихубсугулье и Хангае — на продолжении Байкальской рифтовой зоны. В целом породы этих вулканических областей принадлежат к щелочной оливино-базальтовой серии, однако их строение и состав в разных областях различны. Разная структурная позиция этих трех основных областей кайнозойских вулканических четко отражена в их петрохимическом составе [Кеpezинскas и др., 1972, 1973, 1975; Кеpezинскas, 1979; Девяткин, Смелов, 1979].

В составе эффузивов Хангая преобладают лимбургиты, анальцимовые, андезитовые базальты, трахибазальты; в плейстоценовых и голоценовых лавах встречаются санидиновые и биотитовые базальты, которые отличаются высоким содержанием K_2O (среднее 3,14%) и принадлежат к калиевой серии щелочных дифференцированных базальтов. С вулканическими аппаратами этой области связаны шлаковые и пемзовые породы, которые локализованы вблизи четвертичных и голоценовых вулканов.

Эффузивы юго-восточной области, главным образом плато Дариганга, представлены пикритовыми базальтами, лимбургитами, анальцимовыми, андезитовыми и олигоклазовыми базальтами, трахибазальтами. Они относятся к недифференцированной серии оливиновых базальтов четкой натровой специализации с содержанием K_2O — 1,72% (среднее).

Промежуточное положение занимают эффузивы юго-западной области — Монгольского и Гобийского Алтая и Заалтайской Гоби. Здесь имеются лимбургиты, авгиты, анальцимовые базальты, трахибазальты и трахиандезиты. Это довольно дифференцированная серия пород, занимающая промежуточное петрохимическое положение между калиевой и натровой ветвями щелочных базальтоидов. Среднее содержание K_2O составляет 2,4% [Кеpezинскas, Лучицкий, 1972]. Вулканические породы этой области образуют фрагменты плато-базальтов, хорошо сохранившиеся некки, дайковые тела и заключенные в кайнозойских осадочных породах прослойки базальтов.

Возрастные комплексы кайнозойских эффузивов Монголии и их соотношение с осадочным разрезом

До недавнего времени стратиграфия кайнозойских базальтов основывалась главным образом на их геолого-геоморфологическом положении. Большинство площадей эффузивов датировалось неоген-четвертичным и четвертичным, а иногда и просто кайнозойским возрастом [Геологическая карта Монгольской Народной Республики, 1973]. В горных районах Хангая, как и в сопредельных районах Советского Союза (Тува, Саяны, Хамар-Дабан), основным критерием датировки базальтов было их "водораздельное" или "долинное" положение. Первые относились к неогену (чаще всего к плиоцену), вторые — к четвертичному времени.

Применение палеомагнитных исследований и выяснение более детальных геологических соотношений с осадочными породами сразу же выявило разновозрастность проявления кайнозойского вулканизма [Девяткин и др., 1973; Корина, 1974; Корина и др., 1973, 1974] во многих районах Монголии. Обнаружилось, что многие базальты, относимые к генерации "долинных", имеют обратную намагниченность, а следовательно, относятся, по крайней мере, к плиоцену (долины рек Чулуту, Орхона, Селенги). С другой стороны, часть лавовых покровов плато Дариганга, имеющих прямую намагниченность, могла относиться и к четвертичному возрасту, хотя основное поле эффузивов этого района имеет более древний возраст. Палеомагнитным методом, однако, далеко не всегда удавалось определить нижний предел возраста базальтов, особенно когда эффузивы залегают непосредственно на докайнозойских породах.

Большое значение в расчленении эффузивов Монголии имеет выяснение их соотношений с фаунистически охарактеризованными горизонтами кайнозоя. Классическим районом для этих целей является Долина Озер [Девяткин и др., 1973; Бадамгарав и др., 1975] и некоторые районы Хангая. Выяснение детальной стратиграфии базальтоидов преследует и другую цель — установить абсолютный возраст биостратиграфических горизонтов и фаун кайнозоя Монголии. Только это может быть путем к "дальним" межконтинентальным корреляциям и особенно корреляциям разнофациальных (континентальных—морских) толщ. До начала наших исследований из кайнозойских базальтов Монголии была известна только одна абсолютная датировка [Mellet, 1968].

Радиологическое датирование кайнозойских базальтов Монголии проводилось в четырех лабораториях нашей страны: ГИН АН СССР (руководитель В.И. Виноградов) — 22 определения; ГИН АН ГрузССР (руководитель М.М. Рубинштейн) — 7 определений; Институт геохимии СО АН СССР (руководитель С.Б. Брандт) — 4 определения; Институт геологии и геофизики СО АН СССР (руководитель Е.В. Фирсов) — 1 определение. Для соседних территорий использованы также литературные данные [Медведев, 1968; Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974].

В настоящее время имеется 37 определений абсолютного возраста базальтов (табл. 21). Определение радиологического возраста базальтов проводили по валовым пробам, учитывая высокое содержание калия. Положение точек с К—Аг датировками показано на рис. 25. Отбор проб для датирования проводился из опорных разрезов базальтов нами, а также В.И. Жегалло и С.Д. Хилько. Большинство определений контролировали неоднократным измерением. Было выбрано также три контрольных опорных разреза базальтов, по которым радиологические датировки были получены в разных лабораториях (Татал-Гол, Тацин-Гол, Орхон); они показали хорошую сходимость результатов. Эти опорные точки базальтов расположены в осадочном разрезе кайнозоя и четко привязаны к биостратиграфическим горизонтам, что дает дополнительный контроль биостратиграфическими методами. Таким образом, на основании геологических взаимоотношений с осадочным разрезом, геоморфологической позиции и впервые полученных радиологических дат на территории Монголии выделяются следующие комплексы кайнозойских базальтоидов.

Эоценовый комплекс распространен в восточной части Гобийского Алтая и связан с разломами субширотного простирания, ограничивающими хребет с юга. Комплекс выражен в основном крупными некковыми телами, хорошо выраженными в рельефе в виде четких конусов, которые цепочкой протягиваются от сомона Баян-Лег на восток, к Далан-Дзадгаду. Типичной формой такого некка

Таблица 21

Опорные точки радиологического датирования (К-Аг) базальтов для обоснования абсолютного возраста кайнозойских отложений Внутренней Азии (Монголия, Прибайкалье, Средняя Азия)

№ п.п.	Местоположение и стратиграфическая позиция образца	Радиологический возраст, млн. лет	Лаборатория, литературный источник	Примечание
1	2	3	4	5
Э о ц е н				
1.	МНР. Некк Хатал-Судал	57 ± 2,8	ГИН АН СССР	
2.	МНР. Некк Барун-Табун-Хайрхан, прорывающий нэмэгтскую свиту (верхний мел)	47 ± 2,0	Там же	
3.	МНР. Прослой базальтов выше свиты хашат (верхний палеоцен)	51 ± 2,0	Ин-т геологии АН ГрузССР [Габуня и др., 1975]	
4.	МНР. То же	37 ± 1,0	ГИН АН СССР	Требуется уточнения
5.	СССР. Кривизия, Базальты в основании разреза местонахождения Тору-Айгыр	56 ± 3,0	Ин-т геологии АН ГрузССР [Габуня и др., 1975]	Материал
6.	То же	55	[Тарасов, 1968]	Г.А. Шмидт
О л и г о ц е н				
7.	МНР. Нижний прослой базальтов в свите шанд-гол (средний – верхний олигоцен), Татал-Гол	32,1	[Mellet, 1968]	
8.	То же	31 ± 2,0	Ин-т геологии АН ГрузССР [Габуня и др., 1975]	
9.	МНР. Прослой базальтов в свите шанд-гол; Шанд-Гол (стратотип свиты)	28 ± 1,1	ГИН АН СССР	Два измерения
10.	МНР. Прослой базальтов в свите бэгэр (=шанд-гол), р. Дзабхан, сомон Тайшир	30 ± 1,2 31 ± 1,2	Там же	
11.	МНР. Средняя часть покрова платобазальтов на перевале Эгин-Даба	28,5 ± 1,0	" "	
12.	МНР. Верхний прослой базальтов в свите шанд-гол. Левый берег Тацин-Гол	24 ± 1,0	Ин-т геологии АН ГрузССР [Габуня и др., 1975]	
13.	МНР. Верхний прослой базальтов в свите шанд-гол. Правый берег р. Тацин-Гол	25	Ин-т геохимии СО АН СССР	Материал С.Д. Хилько
14.	МНР. Верхний прослой базальтов в свите шанд-гол. Левый берег, в 8 км к востоку от Цаган-Обо	21	Там же	То же Датировка завышена
15.	МНР. Верхний прослой базальтов в свите шанд-гол. Вблизи некка Дзун-Шаро-Ула	21 ± 2,0	Ин-т геологии АН ГрузССР	То же
16.	СССР. Прибайкалье. Хребет Хамар-Дабан, "вершинная" генерация базальтов	34	[Прибайкалье и Забайкалье... 1976]	
М и о ц е н				
17.	МНР. Левый берег р. Туин-Гол. Базальты между свитой шанд-гол и лоо (средний миоцен)	20 ± 0,5	Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР [Девяткин и др., 1973]	
18.	МНР. Левый берег г. Тацин-Гол. Базальты над свитой лоо, у Цаган-Обо	17,0 ± 2,0	Ин-т геол. АН ГрузССР [Габуня и др., 1975]	
19.	МНР. Там же, в 10 км к северу от Цаган-Обо	18,9 ± 0,8	ГИН АН СССР	
20.	МНР. Дубль образца 18	16	Ин-т геохимии СО АН СССР	Материал С.Д. Хилько
21.	МНР. Левый берег р. Тацин-Гол, базальты над свитой лоо	19	Там же	То же
22.	МНР. Некк Холбо-Тэг-Ула, прорывающий свиту шанд-гол	18,5 ± 1,0	ГИН АН СССР	Два измерения
23.	МНР. Покров базальтов от некка Холбо-Тэг-Ула, перекрывающий свиту шанд-гол	14,8 ± 1,0	Там же	

Таблица 21 (окончание)

1	2	3	4	5
24.	МНР. Р. Дзабхан, базальты над свигой шанд-гол	16 ± 1,0	Там же	
25.	МНР. Устье р. Хануй, 100-метровая терраса	12,5 ± 1,0	" "	" "
26.	СССР. Прибайкалье, хребет Утулик "вершинные" базальты	16	{Прибайкалье и Забайкалье, 1976; Медведев, 1958}	
27.	СССР. Прибайкалье, хребет Хамар-Дабан, пос. Слюдянка, "вершинные" базальты	17,9	То же	
28.	СССР. Прибайкалье, хребет Хамар-Дабан, р. Б. Белая, "вершинные" базальты	16	" "	
Плиоцен				
29.	МНР. Р. Орхон, нижний поток базальтов в основании 90-метровой террасы, перекрытой эоплейстоценом	6,2 ± 0,5	ГИН АН СССР	
30.	МНР. Там же, в 6 км выше по течению	6,4 ± 0,5	Там же	
31.	МНР. Там же, базальты основания 120-метровой террасы против вулкана Дулан-Хара	4,0 ± 0,2	" "	
32.	МНР. Р. Орхон, верхний поток базальтов 90-метровой террасы	3,1 ± 0,5	Ин-т геологии Грузии [Габуня и др., 1975]	
Эоплейстоцен				
33.	МНР. Р. Орхон, базальты верхней части 120-метровой террасы	1,5 ± 0,1	ГИН АН СССР	
34.	МНР. Р. Орхон, базальты 15-метровой террасы у с. Орхон	1,8 ± 0,1	Там же	
35.	МНР. Междуречье рек Орхона и Селенги, вулкан Цаган-Дзурихе	2,1 ± 0,1	" "	
Плейстоцен-голоцен				
36.	МНР. Р. Орхон, вулкан Дулан-Хара	> 1,0	" "	
37.	МНР. Р. Сумеин, 10-метровая терраса	> 1,0	" "	

является гора Хатаи-Судал, имеющая диаметр основания около 200 м, высоту до 100 м, диаметр вершины 50 м. Некк сложен плотными вертикально-столбчатыми базальтами с четкими шестигранными "столбами" торцевой отдельности. Отмечаются дополнительные штоки, прорывающие основное тело некка. К югу от основного некка видны отдельные выходы базальтов, образующих концентрическую структуру с диаметром 50 м. Около нее обнаружены базальты с наклонно-параллельной слоистостью, видимо, остатки покровы.

Далее к востоку, у южного подножия хребта Арц-Богдо, некковые конусы расположены цепочкой вдоль обновленного широтного разлома. Они образуют "кусты" по три-четыре некка и достигают высоты до 150–200 м при диаметре основания до сотен метров. Встречаются еще не полностью вскрытые эрозией некки высотой всего 10–20 м. Наиболее хорошо видны взаимоотношения некковых тел с осадочными породами у горы Дзосту-Ула. Здесь базальты прорывают отложения нэмэгтской свиты верхнего мела (маастрихт); вдоль контакта прослеживается зона обожженных кирпично-красных глин (0,5–1,0 м), иногда наблюдается эруптивная брекчия, сами меловые породы, обычно залегающие горизонтально, здесь "задраны" вверх. У южного подножия Арц-Богдо подобных некковых конусов не менее 20–25.

Далее к востоку эоценовые некки хорошо выражены северо-западнее сомона Булган. Они также прорывают отложения верхнего мела, а местами (гора Барун-Табун-Хайрхан-Ула) у них сохранились остатки базальтовых покровов, залегающих на отложениях верхнего мела.

Возраст базальтов этого района определяется двумя датами: $57,0 \pm 2$ млн. лет (некк Хатан-Судал) и $47,0 \pm 2$ млн. лет (покров у некка Барун-Табун-Хайрхан-Ула). Вероятно, с одним из некков района Булган связан прослой базальтов в разрезе Хашат с датировкой $51,0 \pm 2$ млн. лет [Габуня и др., 1975]. Повторная датировка оказалась более молодой — 37 ± 1 млн. лет. В.И. Жегалло и Н.С. Шевырева [1976] предполагают, что этот прослой базальтов соответствует средней пачке разреза Хашат с ранне-, среднеэоценовой фауной млекопитающих. Последняя дата противоречит этому и требует дополнительной проверки и, возможно, более точной корреляции базальтов и осадочной толщи. В любом варианте сама фауна местонахождения Хашат заведомо древнее этих дат. Эоценовые базальты распространены в районе Далан-Дзадгада и восточнее него. Кроме некков, здесь имеются фрагменты покровов, залегающих на коренных породах. Возможно, здесь присутствуют и более древние — палеоэоценовые комплексы базальтов; В.П. Чичагов [1976] указывает для района Мандал-Гоби датировки 60 и 63 млн. лет.

Судя по полученным датировкам и геологическим взаимоотношениям, проявления эоценового вулканизма были многократные и, возможно, продолжались в этом районе и в олигоцене.

Олигоценый комплекс базальтов имеет весьма широкое распространение на Южно-Хангайском плато, и особенно в Долине Озер, где они образуют прослой в красноцветных отложениях среднего — верхнего олигоцена (свита шанд-гол). Ареал вулканитов этого возраста протягивается от района Гоби-Алтая (на западе) до р. Онгин-Гол (на востоке), а возможно, и далее — до Средней Гоби. Центры излияния базальтов этого комплекса связаны с разломами Баянхонгорской зоны — крупной дизъюнктивной структуры северо-западного простирания.

Имеется ряд разрезов олигоцена, где прослой базальтов заключены в осадочных толщах. Так, в 20 км вверх по р. Дзабхан от сомона Тайшир два прослоя черных столбчатых базальтов мощностью до 10 м прослеживаются в красноцветных глинах свиты шанд-гол. Они, по-видимому, связаны с "Восточным" некком, описанными польскими геологами [Beres, Rutkowski, 1970]. Для верхнего горизонта базальтов получена дата 31 ± 2 млн. лет (рис. 23—24).

В междуречье рек Тацин-Гол и Шанд-Гол прослой базальтов в свите шанд-гол имеют несколько датировок: в Татал-Голе — 31—32 млн. лет [Mellet, 1968], и датировка из этого же потока, полученная нами, — $31,0 \pm 2$ млн. лет [Габуня и др., 1975]. В районе Шанд-Гол (стратотип свиты) из этого же горизонта базальтов получены даты $28 \pm 1,1$ и $30 \pm 1,1$ млн. лет [Девяткин, Смелов, 1979]. Датировки в диапазоне 28—32 млн. лет приурочены к нижнему горизонту базальтов свиты шанд-гол. По р. Тацин-Гол (левый берег) в разрезе свиты имеется верхний горизонт базальтов, датированный в 24 ± 1 млн. лет [Габуня и др., 1975]. Повторная датировка этого же горизонта (правый берег) в лаборатории Института геохимии СО АН СССР дала цифру 25 млн. лет, а восточнее в 8 км — 21 млн. лет; это несколько завышенное значение (рис. 25).

Верхний горизонт базальтов в красноцветах свиты шанд-гол имеется в р-не Татал-Гол, в 3—4 км севернее опорного разреза, но он пока не датирован. В районе горы Душу-Шаро-Ула в разрезе свиты отмечается до трех сближенных между собой прослоев базальтов общей мощностью до 30 м. Местами между ними встречаются линзы типичных красноцветных глин свиты шанд-гол. Для верхнего из этих прослоев получена дата 21 ± 2 млн. лет, что также может быть несколько завышено. Все базальты района стратотипа свиты шанд-гол имеют четкие "горячие" контакты подошвы прослоев, зону (до 0,5 м) спекшихся уплотненных глин, а вблизи некка Душу-Шаро-Ула — небольшой (0,3 м) прослой туфов. Фауна млекопитающих индрикотериевого комплекса встречается под нижним, между горизонтами и над верхним горизонтом базальтов, т.е. в диапазоне 32—24 млн. лет.

Отдельные фрагменты покровов олигоценых базальтов распространены на Южно-Хангайском плато, вплоть до водораздельной части хребта. Они залегают часто непосредственно на коренных породах, образуя останцевые плато и без абсолютного датирования отличить их от миоценового комплекса трудно. Местами они образуют многослойные покровы, достигающие значительной (до сотни метров) мощности. Строение этих сложнопостроенных покровов изучено пока еще слабо. В Хангае они образуют типичные "водораздельные" плато-базальты. Для

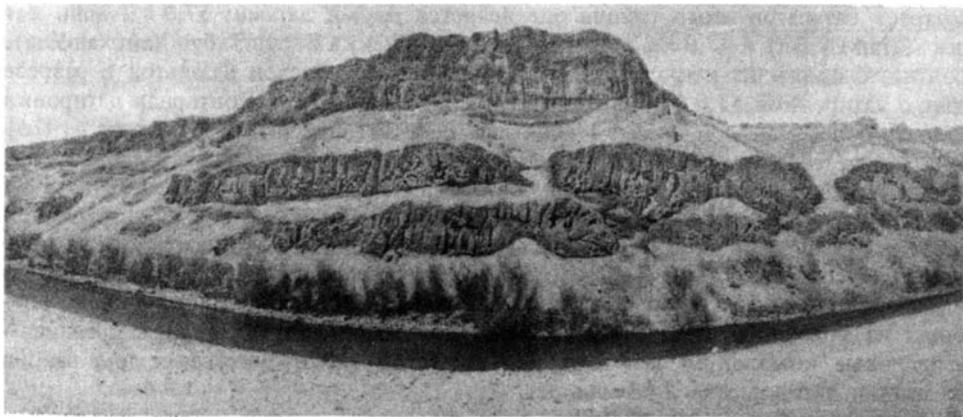


Рис. 23. Базальты в долине р. Дзабхана, в 20 км ниже сомона Тайшир

Два нижних потока залегают среди олигоценовых красноцветных глин свиты бэгэр; верхний поток базальтов миоценовый



Рис. 24. Столбчатая отдельность в потоке базальтов по р. Дзабхан

них на перевале Эгин-Даба (абсолютная высота около 2800 м) из средней части покрова получена дата $\sim 28,5$ млн. лет. Не исключено, что часть базальтовых покровов, залегающих на водоразделах в хребтах Хангая и Северной Монголии, может относиться к этому комплексу.

Миоценовый комплекс весьма широко распространен в Монголии. Выделяются три района миоценового вулканизма.

Первый охватывает Южно-Хангайское плато и пространственно почти совпадает и чуть смещен к северу от области описанного олигоценового комплекса. Миоценовые проявления вулканизма связаны с теми же разломами и вулканами Баянхонгорской зоны, откуда отдельные потоки миоценовых лав спускались в Долину Озер. Так, на левобережье р. Туин-Гол, у сомона Богдо, поток базальтов залегают в осадочном разрезе на свите шанд-гол и перекрываются миоценовыми осадками свиты лоо. Для него получена дата $20 \pm 0,5$ млн. лет [Бадамгарав и др., 1975]. Севернее, на левом берегу р. Тацзин-Гол, базальты перекрывают отложения свиты лоо, образуя плато. Для этого горизонта базальтов в разных его частях получены 4 датировки: 17 ± 2 млн. лет [Габуня и др., 1975], $18,9 \pm 1$ млн. лет [Девяткин, Смелов, 1979], а также 16 и 19 млн. лет (Институт геохимии СО АН СССР). Таким образом, возраст свиты лоо с анхитериево-мастодонтовым комплексом фауны лежит в диапазоне 20—16 млн. лет (крайние значения датировок).

Миоценовые базальты по своему внешнему виду четко отличаются от олигоценовых. Это плотные, без кальцитовых включений и прожилок, звенящие черные базальты с хорошей столбчатой отдельностью в потоках, часто многослойных. Эти

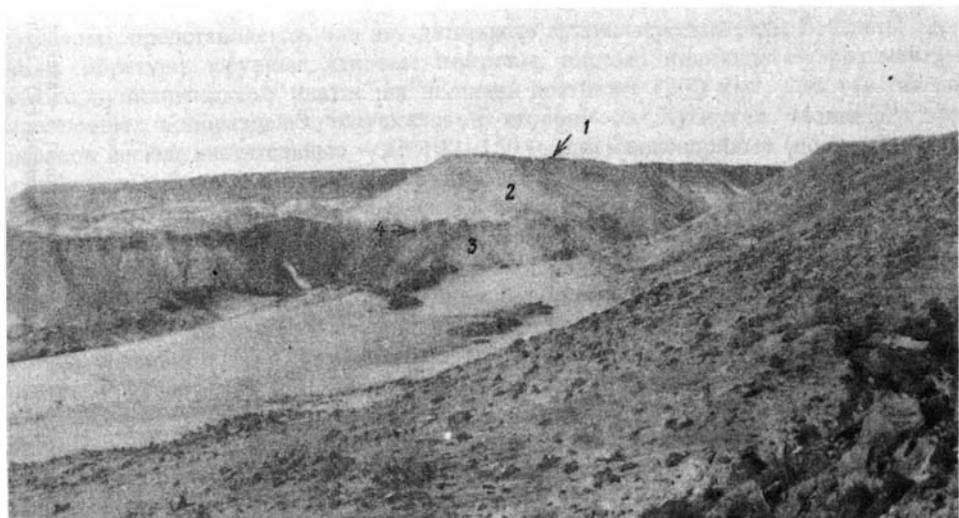


Рис. 25. Два горизонта базальтов в осадочном разрезе кайнозоя по левому берегу р. Ташин-Гол (северный борт Долины Озер)

1 — миоценовые базальты с датировкой 17 ± 2 млн. лет; 2 — свита ло (N_1); 3 — свита шанд-гол (P_3^{2-3}); 4 — олигоценые базальты с датировкой 24 ± 2 млн. лет

потоки перекрывают плоские водоразделы междуречий рек, образуя характерные останцовые плато [Николаева, 1971]. Вдоль северного борта Долины Озер, по обновленным разломам, прослеживается несколько некковых тел. Таковы Душу-Шаро-Ула; Холбо-Тэг-Ула и др. Размеры их разные — от нескольких сот метров до 1,5 км в основании высотой до 100–120 м; они состоят из плотных столбчатых базальтов, иногда на вершине имеющих шлаковые разности. У некка Холбо-Тэг-Ула нами наблюдается четкий рвущий контакт с эруптивной брекчией (до 1,5 м) и зоной обжига (до 1,5 м) в красноцветах олигоцена. Основное тело некка сложено черными плотными базальтами, веерно расходящимися вверх от центра, имеющими призматическую отдельность с диаметром торцов 0,5–0,7 м. Для базальтов этого некка получена датировка $18,5 \pm 1$ млн. лет, а для фрагмента покрова базальтов, залегающих на олигоценых отложениях, в 2,5 км к востоку, — датировка $14,8 \pm 1$ млн. лет. Отдельные фрагменты миоценовых покровов пятнами протягиваются на запад. Последняя точка с датированными миоценовыми базальтами ($16,0 \pm 1$ млн. лет) расположена у сомона Тайшир на р. Дзабхан. Судя по геологическим соотношениям и абсолютным датировкам, миоценовый вулканизм на южном склоне Хангая проявлялся многократно, непосредственно наследуя олигоценый цикл.

Впервые миоценовые базальты установлены в Центральном Хангае. В низовьях р. Хануй-Гол сохранился останец 100-метровой базальтовой террассы. Базальты имеют прямую намагниченность и, как мы предполагали [Девяткин и др., 1973], могли относиться к плиоцену. Полученная датировка ($12,5 \pm 1$ млн. лет) удревняет их возраст до миоцена.

Исходя из аналогии геоморфологического положения наиболее высоких базальтовых террас (130–200 м) в долинах рек Чулуту, Алтатуин-Гол, Селенги, имеющих обычно чередование прямой и обратной полярности, можно их также относить к миоцену или плиоцену. Подтверждением этому служит факт "вложения" позднеплиоценовой, 90-метровой террассы, сложенной буровцетными щебнями и галечниками в высокие террасы долины р. Чулуту [Корина, 1974]. Возможно, к этому же комплексу должны относиться и высокие базальтовые террасы (до 200–250 м) в долине р. Шишихид (Дархатская впадина), имеющие разную намагниченность отдельных потоков. Таким образом, устанавливается, что возраст наиболее высоких террас "долинной" генерации базальтов Хангая является миоценовым или раннеплиоценовым.

"Водораздельные" базальты Восточного Прихубсугуля изучены пока еще крайне слабо. На геологической карте МНР [1973] они датированы плиоцен-четвертичным

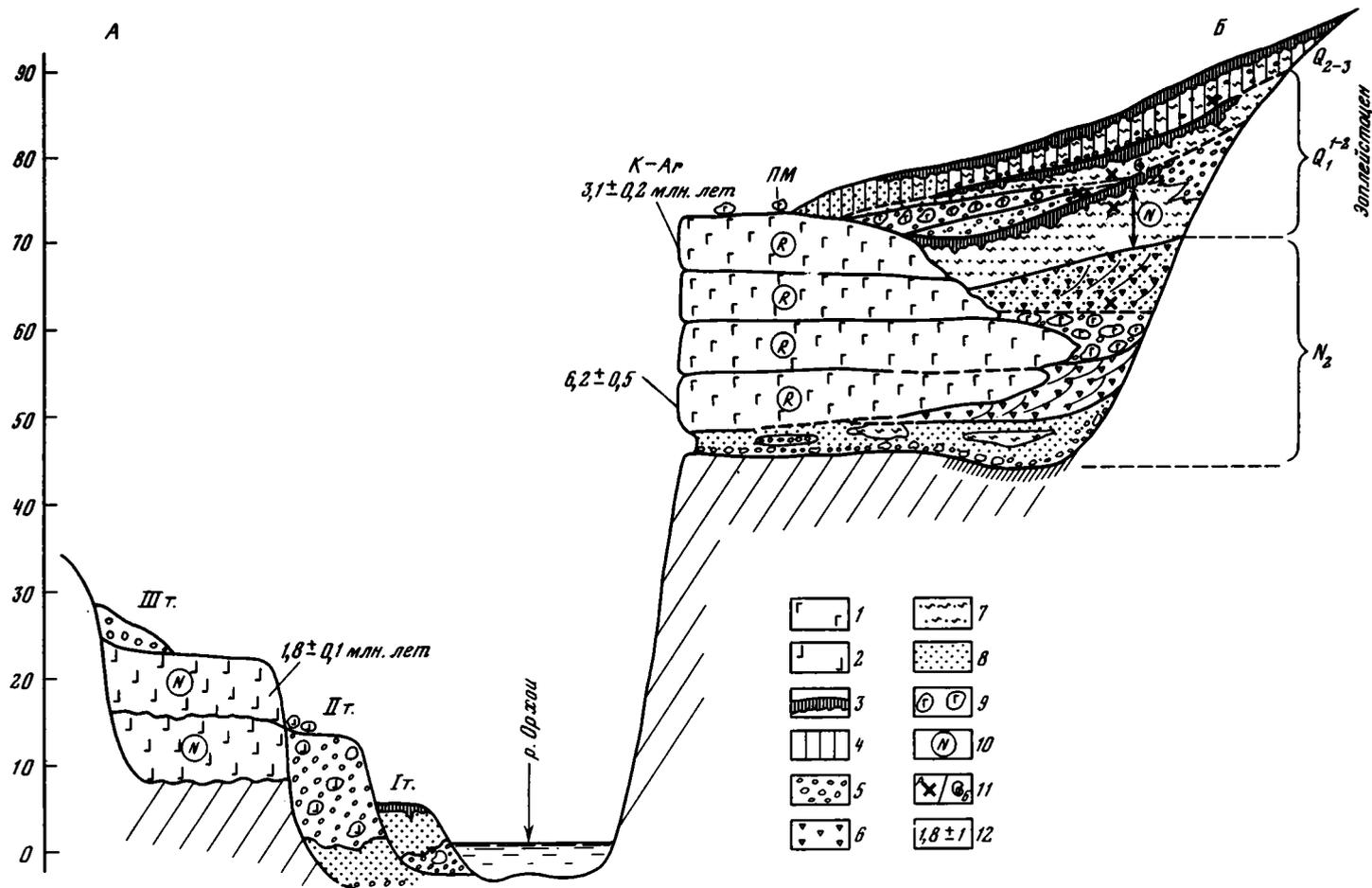


Рис. 27. Поперечный профиль через долину р. Орхон у сомона Орхон

1 – базальты высоких террас; 2 – базальты низких террас; 3 – почвы; 4 – облессованность; 5 – аллювиальные галечники; 6 – пролювиальные щебни; 7 – алевриты; 8 – пески; 9 – глыбы и обломки базальтов; 10 – палеомагнитные разрезы (N – прямая, R – обратная намагниченность); 11 – фауна млекопитающих (А); моллюсков (Б); 12 – абсолютные датировки базальтов

возрастом; представляется, что эту датировку нужно пересмотреть. Базальты этого района образуют крупные лавовые покровы, видимо являющиеся фрагментами единого вулканического плато; их площадь достигает 1800 км². Они залегают на выровненных водоразделах, спускаясь в сторону оз. Хубсугул. Мощности этих покровов весьма значительные – до 100–150 м, они многослойные (до 6–10 отдельных потоков). Залегают базальты в ряде мест на красноцветных щебенистых глинах предположительно миоценового возраста, а перекрываются ледниковыми отложениями [Иванов, 1953 б; Природные условия и ресурсы Прихубсугуля в МНР, 1976]. Кроме "вершинных" базальтов, в Восточном Прихубсугуле имеется также и более молодая генерация "долинных" вложенных базальтов.

"Вершинные" базальты Восточного Прихубсугуля непосредственно прослеживаются на север, в хребте Хамар-Дабан, где они хорошо изучены И.В. Антощенко-Оленевым [1975]. Он отмечает весьма сложное строение вершинного комплекса миоценовых базальтов, в котором имеются перерывы между отдельными потоками, фиксируемые образованием структурного элювирированного горизонта мощностью до 3 м, состоящего из выветрелых базальтов, разложившихся до красно-бурых глин каолинит-монтмориллонитового состава. Это свидетельствует о длительности перерывов между эксплозивными фазами и, следовательно, о разновозрастности отдельных покровов.

Возраст "вершинных" базальтов Хамар-Дабана определялся ранее Н.А. Флоренсовым [1960] как миоценовый – раннеплиоценовый. Полученные абсолютные датировки (17,9 млн. лет), а также палинологические данные из межбазальтовых отложений указывают на средний миоцен [Медведев, 1968]. К этим же выводам пришел Н.А. Логачев [Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974], проанализировавший все материалы по этой проблеме. Приведенные в указанной книге абсолютные датировки базальтов Хамар-Дабана показывают их значительный диапазон возраста от 10 до 34 млн. лет, уходящего в олигоцен. Более молодая генерация базальтов Хамар-Дабана, занимающая "долинное" положение, имеет, по И.В. Антощенко-Оленеву и Н.А. Логачеву, плиоценовый и четвертичный возраст.

По-видимому, к миоценовому комплексу базальтов можно отнести и основание лавовых покровов вулканического плато Дариганга в Юго-Восточной Монголии. Ранее внимание исследователей было привлечено главным образом к самим вулканическим аппаратам, "насаженным" на поверхности плато [Мурзаев, 1948; Влодавцев, 1955; и др.]. Прекрасная выраженность вулканов и связанных с ними потоков создавала впечатление молодости вулканизма всей этой территории. Поэтому вулканические образования Дариганги долгое время считались четвертичными или плиоцен-четвертичными (Геологическая карта Монгольской Народной Республики, 1973). Проведенные Н.А. Кориной с соавторами [1973] исследования с применением палеомагнитного метода выявили разновозрастность вулканических образований Дариганги. Было установлено, что базальтовые покровы плато залегают на поверхности выравнивания олигоцен-миоценового возраста, а местами на отложениях миоцена – раннего (?) плиоцена [Домбровский, 1927; Маринов, 1954; Дашзэвэг, 1975] с анхитериево-мастодонтовой и гиппарионовой фауной. Иногда наблюдается переслаивание базальтов с осадочными породами (западная часть плато, основание базальтового покрова). Палеомагнитные исследования выявили преимущественно обратную намагниченность нижнего уровня базальтов северо-западной части плато, а также ряда вулканов, расположенных на нем. Все эти соображения заставляют нас предполагать, что основание базальтовой серии плато Дариганга относится к миоцену – раннему плиоцену. В пользу этого же говорит их геоморфологическая позиция – залегание на поверхности выравнивания (как и на Южно-Хангайском плато и в Восточном Прихубсугуле), на осадочных породах неогена, с которыми они частично переслаиваются, близость фаунистических комплексов подстилающих осадков, палеомагнитные данные. Абсолютные датировки должны уточнить это предположение.

П л и о ц е н о в ы й к о м п л е к с. Базальты этого комплекса, датированные К–Аг методом, известны пока только в Центральном Хангае. Они относятся к "долинной" генерации и ранее обычно считались четвертичными или плиоцен-четвертичными. Распространение базальтов этого комплекса связано с разрывными струк-

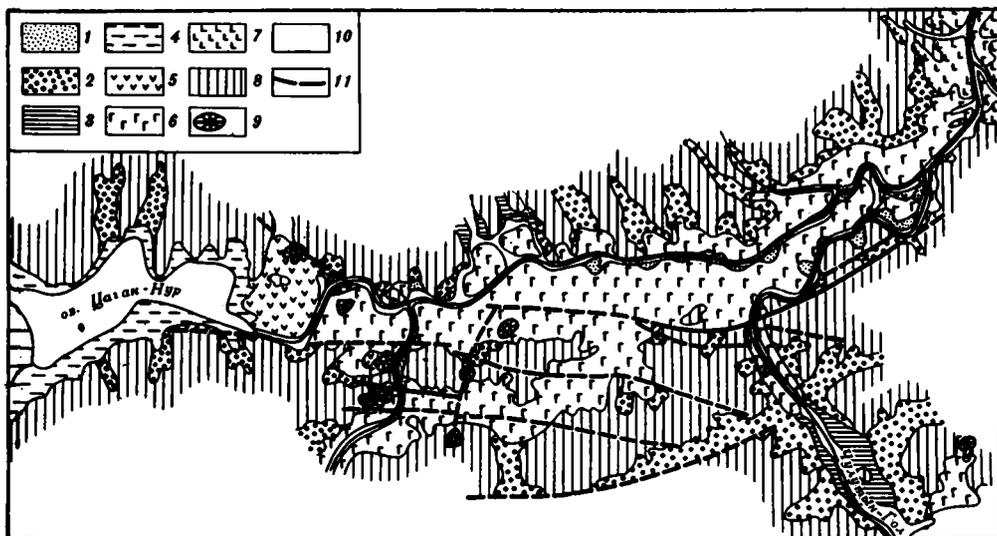


Рис. 28. Геологическая схема Тэрхин-Цаган-Нурской впадины

1 – верхнелейстоценовые аллювиальные отложения низких террас; 2 – средне-, верхнелейстоценовые пролювиальные отложения; 3 – средне-, верхнелейстоценовые озерные отложения; 4 – верхнелейстоценовые – голоценовые озерные отложения; 5 – голоценовые базальты; 6 – четвертичные базальты; 7 – неогеновые базальты; 8 – палеозойские породы; 9 – вулканы; 10 – верхнелейстоценовые – голоценовые, аллювиальные отложения поймы и первой террасы; 11 – разломы

турами новейшего этапа активизации, особенно проявленными в Хангае. В отличие от более древних комплексов кайнозойских эффузивов их ареал очень ограничен.

Серия датировок была получена для базальтов долины р. Орхон, описанных нами ранее [Девяткин и др., 1973] (рис. 26, см. вкл.; рис. 27). Установлено, что базальты формирующие покров 90-метровой террасы и состоящие из нескольких потоков, в низах имеют датировки $6,4 \pm 0,5$ млн. лет и $6,2 \pm 0,5$ млн. лет; верхний поток этой террасы имеет датировку $3,1 \pm 0,2$ млн. лет [Габуня и др., 1975; Девяткин и др., 1979]. Этот разрез, расположенный в 10 км ниже сомона Орхон, интересен тем, что базальты здесь перекрываются отложениями, сходными с шамарскими, где обнаружена фауна нижнего – среднего эоплейстоцена [Девяткин и др., 1973; Габуня и др., 1975], что дает возможность оценить нижний возрастной предел этой фауны. По-видимому, к этому же комплексу относятся базальты, образующие мощные потоки в нижней части разреза 120-метровой террасы выше по р. Орхону, против вулкана Дулан-Хара. Они сложены массивными черными базальтами (2 – 3 потока), со столбчатой текстурой и по разрезу имеют знакопеременную намагниченность. Слагая основание террасы (до 60 м от уреза), они четко отличаются от перекрывающих их относительно маломощных потоков базальтов эоплейстоцена. К–Аг датирование верхней части этой серии дало цифру $4,0 \pm 0,2$ млн. лет.

К этому же комплексу мы относим и базальтовые высокие (100 – 120 м) террасы долины р. Чулуту (рис. 28). Ранее была установлена их знакопеременная намагниченность и их возраст оценивался как позднеплиоценовый [Девяткин и др., 1973]. Сходное геоморфологическое положение с орхонскими базальтами позволяет удревнить их возраст по крайней мере до плиоцена. Ниже сомона Муран наблюдается однотипное строение высоких базальтовых террас [Кеппежинская, 1979]. К верхней трети разреза относится тонкостратифицированная система маломощных потоков, а нижнюю часть слагают своеобразные базальтовые покровы, уцелевшие в виде фрагментов среди прорывающих их базальтовых силлов, штоков и даек. Потоки нижней части сложены черными лимбургитами и калиевыми авгитами, с вертикальной тонкостолбчатой отдельностью. Тела штоков, прорывающих нижнюю часть разреза плиоценового комплекса, достигают 100 м и более в поперечнике, они являются некками – жерловинами разрушенных и перекрытых потоками лавы вулканов. Силлы и лакколиты имеют четкие рвущие контакты и залегают в виде внедрившихся тел между потоками базальтов. Изучение взаимоотноше-

ний рвущих базальтоидов показывает, что экспозиция корневой системы базальтоидного вулканизма полихронна и полигенна. Наиболее молодые из прорывающих тел силло-лакколитов представлены лейцитовыми лавами, что соответствует более молодой генерации базальтов Тарятской впадины [Кебезинская и др., 1975].

Интересные соотношения этого комплекса базальтов с осадочными отложениями были установлены Н.А. Кориной [1974] и др. В них вложена 60-метровая аккумулятивная терраса, сложенная в верхах светло-бурыми и серыми щебнями, галечниками и песками. В этой террасе прослежен прослой (10 – 12 м) прямомагнитных базальтов. По спорово-пыльцевым данным, как показано выше, возраст осадков террасы может быть эоплейстоценовым.

Эоплейстоценовый комплекс входит в состав "долинной" генерации базальтов Центрального Хангая. Он имеет разное геоморфологическое соотношение с плиоценовым комплексом. По-видимому, вблизи центров извержения эоплейстоценовые базальты перекрывают плиоценовый комплекс, увеличивая высоты террас, а с удалением вниз по долинам они могут "вкладываться" в него, образуя серию более низких террас. Примерно такие соотношения наблюдаются в широтном отрезке долины р. Орхона – от вулкана Дулан-Хара до сомона Орхон. На левобережье р. Орхон против вулкана эоплейстоценовые базальты образуют тонкостратифицированную толщу, состоящую не менее чем из 10 – 12 потоков и формирующую верхнюю часть 120-метровой террасы. Они имеют обратную намагниченность и датируются в $1,5 \pm 0,1$ млн. лет. Эти базальты прослеживаются севернее долины р. Орхона, "заливают" межсопочные понижения низких водоразделов и, по-видимому, связаны с кратером Баян-Цаган-Зурихе. Для последнего получены датировки 1,8 и $2,1 \pm 0,1$ млн. лет; эти базальты также обратно намагничены и могут относиться к эпохе Матуяма. Примерно в 30 км ниже по долине у сомона Орхон эоплейстоценовые базальты формируют 15 – 20-метровую террасу; базальты прямомагнитные, их возраст $1,8 \pm 0,1$ млн. лет (эпизод Гилса-Олдувей?). По отношению к высокой террасе (90 м) с датированными (3,1 млн. лет) базальтами, описанными нами [Девяткин и др., 1973; Габуния и др., 1975], они являются вложенными.

На основании описанных соотношений базальтов примерно одного возраста (диапазон датировок 1,5 – 2,1 млн. лет) можно видеть, что высотное положение террас "долинной" генерации одного и того же комплекса может быть весьма разным на небольшом расстоянии в пределах одной долины, а тем более в разных долинах. Поэтому их прямое сопоставление по одинаковому "высотному" положению может привести к значительным ошибкам.

Эоплейстоценовый комплекс базальтов имеется и в долине р. Чулуту, в восточной части Тарятской впадины. Ранее все высокие террасы этого района относились по геолого-геоморфологическим и палеомагнитным данным к эоплейстоцену, хотя допускался и более древний их возраст [Девяткин и др., 1973; Кебезинская и др., 1975]. Детальные исследования базальтов этого района, проведенные Н.А. Кориной [1974], показали весьма сложную их стратификацию: наличие по крайней мере трех разновозрастных горизонтов в пределах плиоцена – эоплейстоцена, относимых ею к эпохе Гильберта (?) и Гаусса (?). Вероятно, как мы постарались показать выше, наиболее древние горизонты относятся к миоцену; к эоплейстоцену относится, вероятно, прослой базальтов в разрезе 60-метровой террасы р. Чулуту.

В других районах Хангая разделение плиоценового и эоплейстоценового комплекса базальтов без данных радиологического датирования затруднительно. Эти комплексы связаны с одними и теми же очагами эффузивной деятельности и локализованы в пределах новейших структур Хангая.

Эоплейстоценовый базальтоидный комплекс развит также и к северу от Хангая – в Хамар-Дабане, в Восточном Саяне, и в Тункинских впадинах, отмечая позднеорогенный (новобайкальский) цикл развития [Логачев и др., 1964; Флоренсов и др., 1968; Медведев, 1968; Антощенко-Оленев, 1975; Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1976]. Масштабы распространения этого комплекса значительно уменьшены по сравнению с миоценовым. В горных районах эоплейстоценовые базальты образуют "долинную" генерацию разновысотных террас. В них встречаются прослой буроцветных песков, глин, галечников со спектрами растительности эоплейстоценового типа [Антощенко-Оленев, 1975]. В Тункинской впадине базальты этого комплекса входят в состав аносковской и ахаликской свит эоплейстоцена.

Плейстоценовый — голоценовый комплекс имеет, по-видимому, ограниченное распространение лишь в Хангае. Пространственно он тяготеет к тем же новейшим разрывным структурам, которые являлись магмоподводящими для плиоценовых и эоплейстоценовых эффузивов. Комплекс этого времени несомненно многофазный, однако имеются большие трудности в его расчленении в связи с еще слабой детализацией плейстоценовой стратиграфии, а также "разрешающей" способностью К—Аг датирования, которое на имеющихся у нас установках не позволяет получать цифры менее 1,0 млн. лет.

Этот комплекс формирует обычно низкие террасы "долинной" генерации базальтов, хотя диапазон их высот может быть весьма различным (до 40 — 50 м). Весьма характерен крайне свежий рельеф поверхности этих базальтов, часто сохраняющий все следы течения лавы, ее трещиноватость и пузырчатость, возникшие при застывании. Голоценовые потоки просто поражают сохранностью и выразительностью своих форм. Обычно устанавливается прямая связь излившихся базальтовых потоков с вулканическими аппаратами — лавовыми и шлаковыми конусами, хотя ряд лавовых вулканических построек имеет, несомненно, доплейстоценовый возраст.

Нами плейстоценово-голоценовый комплекс базальтов изучался в Тарятской впадине Хангая. Плейстоценовые базальты образуют здесь террасы среднего уровня (40 — 60 м), вложенные и четко прислоненные к высоким базальтовым террасам. В разрезах, по долинам рек Сумейн-Гол и Чулуту, видно, что плейстоценовые базальты состоят из тонкостратифицированных потоков мощностью 2 — 3 м, четко разграниченных между собой. Насчитывается до 8 — 10 таких потоков, распластанных по всей впадине и, по-видимому, перекрывающих более древние базальты. Базальты этого комплекса в устье р. Сумейн-Гол формируют две самостоятельные террасы (40 и 20 м), которые фрагментами протягиваются вниз по долине реки. В основании базальтов 20-метрового уровня на цоколе коренных пород обнаружен прослой (до 1,5 м) сероцветных щебневатых галечников, охарактеризованных спорово-пыльцевым спектром "степного" типа. К этой террасе прислонена 12 — 14-метровая грубовалунная терраса, в которую, в свою очередь, вложены голоценовые базальты 8 — 10-метрового уровня с прекрасно сохранившимися "вулканическим рельефом" поверхности — валами, трещинами застывания лавы; они связаны с вулканом Хорог. 40-метровый уровень базальтовой террасы протягивается вверх по долине р. Чулуту, где подпругивает долину, в которой сохранились озерные светло-серые алевриты мощностью до 20 м. Эти алевриты и илы имеют озерно-ледниковый генезис, подчеркиваемый сохранившимися шлирами сегрегационного льда. Спорово-пыльцевой спектр этих отложений воссоздает тундрово-степную ассоциацию ледникового времени [Корина, 1974]. Таким образом, средневысотные базальтовые террасы р. Чулуту относятся к среднему — верхнему плейстоцену. Все они имеют прямую намагниченность и относятся к эпохе Брюнеса. Вероятно, к этому же комплексу могут относиться и базальты района Шаварын-Царам, к югу от Тарятской впадины, хотя для них приводятся датировки в 1 — 1,2 млн. лет без указания величины ошибки [Агафонов и др., 1975].

К голоценовым постройкам, несомненно, относится вулкан Хорог. Его основание имеет диаметр около 1200 м, сам кратер 180 м, высота до 120 м, угол склона 45°. Конус открыт на юг фрагментами лавового туннеля в направлении течения лавы, образующей покров, подпругивающий оз. Тэрхин-Цаган-Нур. Вулкан Хорог сложен пирокластическим материалом — сцементированными агглютинами, шлаками, горизонтами спекшихся бомб и огромных (3 — 5 м) базальтовых глыб. К востоку от подножия вулкана расположен пепловый шлейф мощностью до 3 — 5 м, состоящий из черного вулканического песка с большим количеством шлаковых лапилли и бомб размером до 0,5 — 1,0 м. Вулкан Хорог — самый молодой среди вулканов Тарятской впадины. По данным П.Б. Виппера и других [1975], донные илы оз. Тэрхин-Цаган-Нур, залегающие на базальтовой лаве этого вулкана, имеют абсолютный (C_{14}) возраст около 5 тыс. лет.

Плейстоценовые базальты образуют низкие (до 10 — 12 м) террасы в средней части долины р. Хануй, вблизи сомона Баян-Агт; к ним прислонена терраса (4 — 6 м) и пойма. Их распространение связано с двумя вулканами, расположенными на левобережье р. Хануй. Все базальты этой генерации нормальнонамагниченные; в устье р. Хануй они вложены в миоценовый комплекс базальтов. К плейстоце-

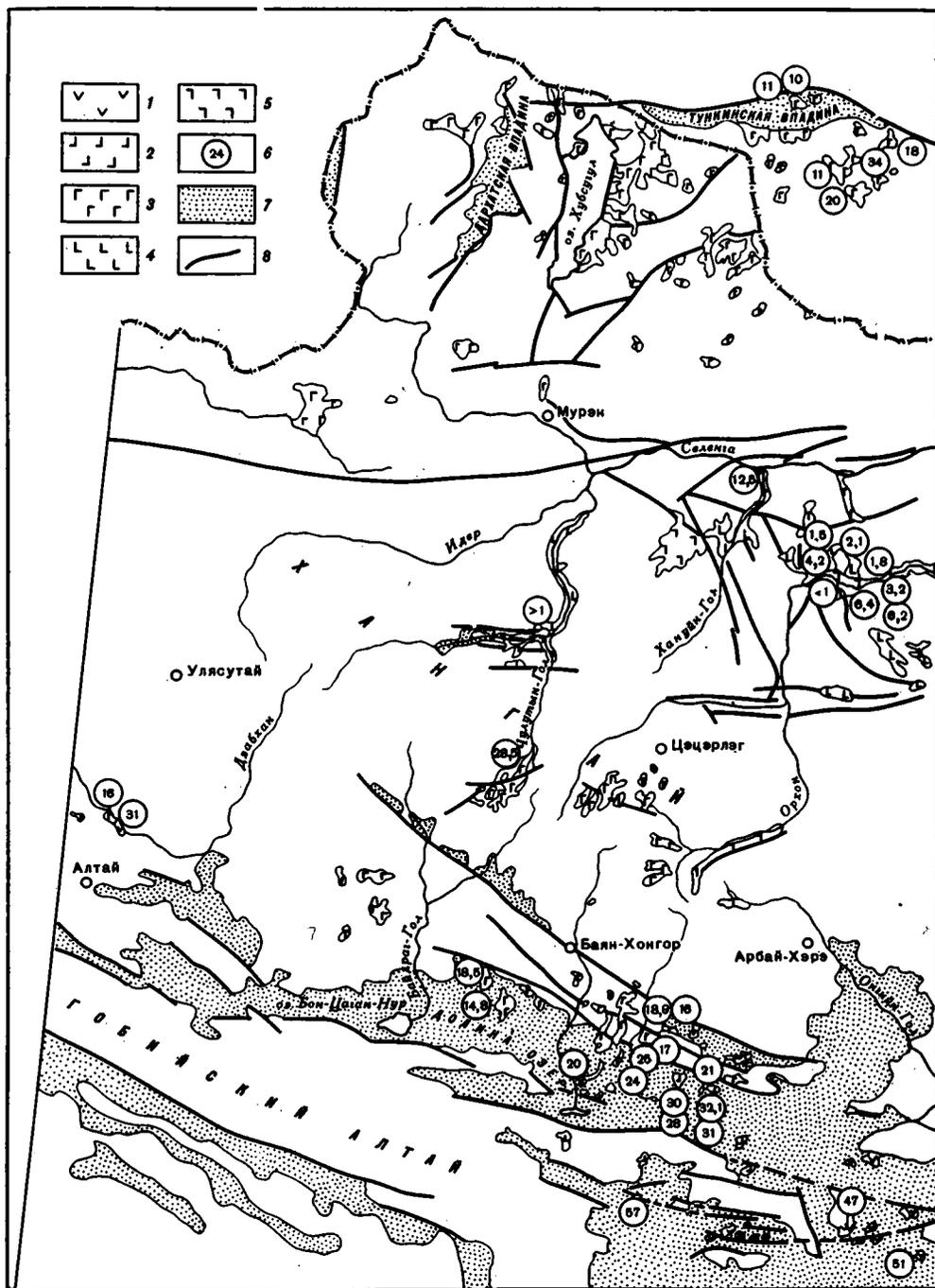


Рис. 29. Схема распространения кайнозойских базальтов в Центральной Монголии и Прибайкалье
 1 – эоценовые базальты; 2 – олигоценные базальты; 3 – миоценовые базальты; 4 – плиоценовые базальты; 5 – антропогенные базальты; 6 – абсолютный возраст (млн. лет); 7 – межгорные впадины; 8 – основные разломы

новым относятся также базальты, образующие небольшое поле к северу от г. Булган. Там же имеются полуразрушенные вулканы и прекрасно сохранившийся конус Того. Отдельные небольшие вулканические постройки имеются и в других районах Хангая (к востоку от перевала Эгин-Даба, в верховьях р. Туин-Гол).

Несомненно, плейстоценовый и голоценовый вулканизм был широко развит на юго-востоке Монголии – в Дариганге, где насчитывается более 200 вулканов [Мурзаев, 1952; Влодавец, 1955] – от полуразрушенных до совсем сохранившихся.

С вулканами связаны потоки, которые местами вложены в более древние плато-базальты и образуют генерацию "долинных" базальтов; В.И. Влодавец указывает, что в урочище Баян-Булак они залегают на четвертичной террасе.

Интересные данные были получены Н.А. Кориной с соавторами [1974]. По геоморфологическим и палеомагнитным данным они предполагают плейстоценовый возраст "долинных" базальтов, которые имеют нормальную намагниченность. Образцы, взятые из базальтов, слагающих вулканические аппараты, оказались как нормально намагниченными (вулканы Лун-Ула, Дусы, Шилин-Богдо), так и обратно намагниченными (вулканы Асхат, Барун-Нэрэтэ-Ура, Дзун-Нэрэтэ, Баян-Цаган). Обычно знак намагниченности базальтов вулканов совпадает со знаком намагниченности окружающих их базальтовых покровов. Таким образом, часть вулканических аппаратов Дариганга имеет явно доплейстоценовый возраст, о чем сказано выше.

Общие закономерности развития кайнозойского вулканизма Монголии

Рассмотрев основные особенности кайнозойских вулканитов Монголии в главных районах их развития, можно наметить некоторые общие закономерности (рис. 29).

1. Кайнозойский вулканизм проявился как на этапе платформенного (палеоген), так и на этапе новейшего орогенного развития территории (неоген — антропоген).

2. По геологическим и радиологическим данным выделено шесть возрастных комплексов вулканогенных образований (эоцен, олигоцен, миоцен, плиоцен, эоплейстоцен, плейстоцен — голоцен).

3. В их распространении намечается определенная закономерность. Наиболее древние комплексы (эоцен, олигоцен) тяготеют к южному сектору Монголии и южным склонам Хангай — Хэнтэйского сводового поднятия. Они также присутствуют и на северном его склоне, на границе с Сибирской платформой [Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1975]. Максимально развит, вероятно, миоценовый вулканизм как на северном, так и южном склонах Хангайского нагорья, а также, вероятно, и в Дариганге.

4. Комплексы базальтов этапа новейшей активизации (плиоцен, эоплейстоцен, плейстоцен — голоцен) локализованы в Центральном Хангае и имеют ограниченное распространение, контролируясь одними и теми же структурными обновленными зонами. Они распространены также и в Дариганге, но их стратиграфия там еще не разработана. В отличие от древних — "вершинных" — эти комплексы обычно образуют "долинную" генерацию вложенных в эрозионный рельеф базальтов.

5. По-видимому, намечается увеличение глубинности очагов базальтового вулканизма от более древних ("платформенных") к самым молодым ("орогенным") комплексам центрального Хангая, связанных со структурами типа Тарятского грабена.

ГЛАВА V

ОЦЕНКА АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КАЙНОЗОЯ ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ (ПО РАДИОЛОГИЧЕСКИМ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ) И ПРОБЛЕМА "ДАЛЬНИХ" КОРРЕЛЯЦИЙ

Созданию "абсолютной" шкалы геологического времени посвящено большое количество работ, особенно интенсивно публиковавшихся в последние два десятилетия. Особое внимание уделялось геохронологии кайнозоя, для которого существует более десятка шкал (табл. 22), опирающихся на значительное число опорных точек радиологического датирования, точно привязанных к стратиграфическим подразделениям образцов. В монографии Г.Д. Афанасьева и С.И. Зыкова [1975] таких опорных точек кайнозоя 79, а точек, подтверждающих основные рубежи кайнозоя, 55. Из них лишь одна приходится на территорию Внутренней Азии [Mellet, 1968], а все остальные в

Основные геохронологические схемы кайнозоя

Стратиграфические подразделения	Стратиграфические рубежи (млн. лет)										
	Г.Д. Афанасьев и др., 1964	Холмсовский симпозиум, 1964	Западно-европейская схема, 1964	Л.К. Габуния, М.М. Рубинштейн, 1968	Ch. Romer, 1973	М.В. Муратов, Л.А. Невеская, доклад в МОИП, 1975	У.А. Бергрен, 1974	Г.Д. Афанасьев, С.И. Зыков, 1975	VI конгресс, (Братислава, 1975)	Л.А. Невеская и др., 1975	
Плейстоцен	1,5-2,0	1,5±2,0	1,5±0,5	?	2,0	1,8	1,8	1,5-2,0	1,8		
Неоген	Плиоцен	верхний			4,2					2,0	
		средний						5,5		3,5	
		нижний					6,0		7,0		
	Миоцен	верхний	12±1	7	10±3	10	5,0	5,5	9,0	5-7	
		средний	12			13		11,9	10	13,0	11-13
		нижний	18-19			21		15,1	14	18,0	16-18
Палеоген	Оligоцен	верхний	26±1	26	25±2	26	25,0?	25	22,5	25,0	23-24
		средний									
		нижний	31-32			32			32,0	32,0	
	Эоцен	верхний	37±2	37-38	37±2	36	37,0?		36	37,0	
		средний							45	46,0	
		нижний							49	50,0	
Палеоцен	верхний	60±2	53-54	58±4	57	55,0		53,5	58,0		
	нижний							60	62,0		
		67±3	65	67±3	65	65,0		65	66,0		

основном на территорию Северной Америки и Западной Европы. Такое положение, естественно, не позволяло проводить точное геохронологическое сопоставление стратиграфических подразделений Азии и этих регионов. Корреляция их, как правило, основывалась на биостратиграфических данных — только по фауне млекопитающих. Без оценки геохронологических рубежей в абсолютном летоисчислении, естественно, нельзя перейти и к сопоставлению разнофациальных (морских и континентальных) образований, что необходимо для создания глобальной стратиграфической шкалы кайнозоя.

Полученные в последние годы нами и другими исследователями данные радиологического датирования эффузивов, имеющих точные соотношения с биостратиграфическими горизонтами кайнозоя Внутренней Азии, восполняют этот пробел и дают возможность геохронологической оценки "абсолютного" возраста ряда стратиграфических подразделений и биостратиграфических горизонтов кайнозоя Внутренней Азии [Габуния, Девяткин, Рубинштейн, 1975; Девяткин, Смелов, 1979]. В настоящее время количество опорных датировок резко увеличилось, благодаря исследованиям М.М. Рубинштейна, В.И. Виноградова и С.Б. Смелова в лаборатории ГИН АН СССР. Все известные нам датировки, имеющие значение для оценки возраста, приведены в табл. 21; показано также соотношение этих дат с осадочным разрезом кайнозоя (рис. 30). Следует отметить, что в этой схеме дана определенная разбивка радиологических датировок. К первой группе относятся датировки, имеющие прямые геологические соотношения с осадочным разрезом, — это датировки, полученные из покровов базальтов, залегающих внутри осадочных толщ с хорошей палеонтоло-

Возраст	млн. лет	Шкала кайнозоэ	Опорные точки радиологического датирования по К-Аг	
			с прямыми геологическими соотношениями	с косвенными геологическими соотношениями
Q		шамар	1,5; 1,8±0,1-Орхон (Д) - 25 м-терраса	1,0-Булган-Хара (В)
Плиоцен	5	хиргис-нур	3,2±0,5-Орхон (Д) - 90 м-терраса	4,2±0,5-Орхон (Д) 6,2±0,5-Орхон (Д)
		алтаятэли		
Миоцен	10	ошун		
	15	верхний		11± - Хамар-Дабан (ПБ) 12,5±1,0 - Хануй (Д)
		нижний		16±1,0 - Дзабхан (П); 16 - Слюдянка (ПБ) 18,5±1,0 - Халбо-Тэг (Н); 14,8±1 - Халбо-Тэг (П)
20	улан-тологой	17,0±2,0 (16±) } Тацун-Гол (П) 18,9±0,8 } (лев. берег)	20± - Хамар-Дабан (ПБ); 18,9 - Слюдянка (ПБ)	
		агыспе	20,0±0,5 - Тун-Гол (П)	
Олигоцен	25	шанд-гол	24±1,0 (25) - Тацун-Гол	21± - Тацун-Гол (П) 21± - Дзун-Шаро-Ула (Н)
	30		30,0; 28±1,1 - Шанд-Гол (П) 31,1±1,2 - Дзабхан (П) 32,1±; 31±2,0 - Татал-Гол (П)	34± - Хамар-Дабан (ПБ) 28,5±1,0 - Эгин-Даба (ПБ)
	35	эргилин-дэд		
Эоцен	40	ула-усу		
	45	хайчин (ирдын-маяга)		47±2,0 - Барун-Табун-Хайрхан-Ула (Н)
	50		51±2,0 - Хашат (П)	
	55	надкшатанская толща	56±3,0 - Торун-Ацгыр (П)	57±2,3 - Хатан-Судал (Н)
Палеоцен	60	хашат		
	65	?		

Рис. 30. Стратиграфическое положение базальтов в осадочном разрезе континентального кайнозоэ Внутренней Азии

Положение датированных точек: П – покров; Н – некк; ПБ – плато-базальты "вершинные"; Д – базальты "долинные"; В – вулкан

гической характеристикой или перекрывающих их, а также имеющие четкое геоморфологическое соотношение с осадочными породами. Ко второй группе относятся датировки, имеющие косвенные геологические соотношения с осадочным разрезом, – это датировки, полученные из базальтов (некков), прорывающих осадочные толщи или перекрытых осадками, не имеющими хорошего палеонтологического обоснования возраста, а также датировки из базальтов, коррелируемых по общим геологическим и геоморфологическим данным с осадочным разрезом кайнозоэ.

За основу геохронологических корреляций нами взяты схемы Л.К. Табуния, М.М. Рубинштейна [1965, 1968, 1977] и В. Берггрена и И. Ван Куверинга [Berggren, Van Couvering, 1974] с учетом ряда новых публикаций. Основные геохронологические рубежи этих схем для палеогена достаточно хорошо согласуются (см. табл. 22). Однако в разных схемах для неогена наблюдается несовпадение возрастных рубежей, главным образом подразделений миоцена и плиоцена. Исходя из наших данных, мы можем отметить, что рубеж олигоцена и миоцена, вероятно, не может быть древнее 24 млн. лет (даты в верхах свиты шанд-гол) и, по-видимому, составляет около 23 млн. лет [Берггрена, 1974]. Разные представления существуют о геохронологическом рубеже миоцена и плиоцена: от 10 млн. лет до 5,5 млн. лет. На конгрессе в Братиславе (1974 г) эта граница оценивалась в диапазоне 5 – 7 млн. лет. Нами принята

граница между миоценом и плиоценом в 7 млн. лет на основе схемы, предложенной Л.К. Габуня и М.М. Рубинштейном на неогеновой комиссии МСК (доклад, 1977 г.). Необходимо отметить, что определенные противоречия в оценке геохронологических рубежей стратиграфических подразделений связаны, по-видимому, с несколькими причинами (помимо точности геологических привязок самих образцов). Европейская и североамериканская геохронологические шкалы построены в основном на определениях аргона из глауконита, который может содержать разновременные включения, что, естественно, дает значительный "разброс" датировок. В этом отношении калий-аргоновый метод по изверженным породам более надежен. С другой стороны, в лабораториях приняты разные стандарты, что может дать ошибку до 6% [Berggren, Van Couvering, 1974]. Вообще, с нашей точки зрения, сейчас для кайнозоя Внутренней Азии важно оценить последовательную геохронологию стратиграфических подразделений независимо от существующих шкал. Зная возрастные "абсолютные" интервалы стратиграфических подразделений, в дальнейшем перейти к корреляции на их основе нетрудно.

Биостратиграфические данные по фауне млекопитающих являются важнейшим критерием для дальних корреляций. Однако их использование, в отличие от морских фаун, не всегда возможно в полной мере. Это связано как с провинциальными особенностями самих фаун, так и с возникновением в кайнозое периодов изоляций и периодов связи фаун разных континентов. Этой проблеме посвящены многие работы [Берингия в кайнозое, 1976; и др.]. Важным методическим приемом может являться оценка геохронологических "уровней миграции" ряда семейств, и особенно родов, что уже сделано рядом исследователей [Габуня, Рубинштейн, 1965, 1968; Жегалло, 1978; Тобиен, 1976; и др.]. Поэтому при дальних корреляциях мы используем как материалы радиологической оценки возраста стратиграфических горизонтов, так и биостратиграфические данные, позволяющие наметить общие геохронологические рубежи.

Ниже приводим основные материалы по геохронологии стратиграфических подразделений континентального кайнозоя Внутренней Азии и их возможную корреляцию со стратиграфическими схемами Европы и Северной Америки.

1. Хашатинский горизонт заведомо древнее 51 млн. лет (Хашат) и древнее 56 млн. лет (Тору-Айгыр), т.е. он может отвечать танету Западной Европы и кларкфорку и нижнему везачу Северной Америки. Это хорошо согласуется с биостратиграфической корреляцией по фауне млекопитающих [Габуня, Рубинштейн, 1968]. По мнению Д. Дашзэвга [1976а], не исключен и нижнеэоценовый возраст этого горизонта.

2. Надхашатинская толща с *Gomphos elketa* в кровле включает базальты с датой 51 млн. лет и отвечает нижнему эоцену. Биостратиграфические данные [Жегалло, Шевырева, 1975] подтверждают этот возраст. Повторная датировка ($37 \pm$ млн. лет) не согласуется с этим возрастом и требует дополнительной проверки корреляции базальтов и основного разреза Хашат. В европейской схеме эта толща может отвечать спарнаку, а в североамериканской схеме — средней и верхней (?) частям везача.

3. Хайчинский горизонт не имеет радиологических датировок, позволяющих прямо оценить его абсолютный возраст. Как мы указывали, он моложе 56 и 51 млн. лет. По биостратиграфическим данным, его диапазон оценивается в интервале среднего — низов верхнего эоцена, т.е. примерно от 50 до 42 млн. лет [Афанасьев, Зыков, 1975]. Биостратиграфические данные [Решетов, 1979] позволяют сопоставить этот горизонт с формациями бриджер (общие роды *Helaletes* и *Isectolophus*) и низами уинта Северной Америки, а также с лютетским и нижней частью бартонского (преабонского) ярусов Западной Европы.

4. Улаусунский горизонт отвечает по биостратиграфическим данным второй половине верхнего эоцена [Беляева и др., 1974], т.е. может иметь геохронологический диапазон от 42 до 37 млн. лет и соответствует формации дюшен (общий род *Colodon*) Северной Америки и, возможно, верхам бартонского яруса Западной Европы [Дашзэвг, 1971а].

5. Эргилиндзойский горизонт имеет четкую верхнюю геохронологическую границу, датируемую в 31 — 32 млн. лет базальтами в низах свиты шанд-гол. Эта датировка согласуется с границей нижнего и среднего олигоцена. Таким образом, предполагаемый диапазон абсолютного возраста этого горизонта лежит в интервале 37 — 32 млн. лет, что отвечает формации чадрон Северной Америки и, вероятно, латторфскому и

рюпельскому ярусам Западной Европы. Палеонтологические данные по эргиллиндзойскому горизонту (присутствие общих родов *Colodon*, *Hyaenodon*, *Parabrontops*) позволяют коррелировать нижний олигоцен Внутренней Азии с формацией чадрон североамериканского стандарта. По мнению Д. Дашзэвга [1971а], зона *Parabrontops gobiensis* нижнего олигоцена Азии соответствует зоне *P. brachycephalus* из формации чадрон.

6. Шандгольский горизонт имеет четкие геохронологические рубежи, подтвержденные несколькими абсолютными датировками. Его основание по трем разрезам (Шанд-Гол, Татал-Гол, Дзабхан) датируется в пределах 28 – 32 млн. лет, причем по опорному разрезу Татал-Гол цифры $31 \pm 2,0$ и 32,1 млн. лет получены независимо в нашей стране и в США [Mellet, 1968; Габуния и др., 1975]. Верхние датировки возраста шандгольского горизонта оцениваются в 24–25 млн. лет (Тацин–Гол). Учитывая, что фауна индрикотериевого–цаганомисового комплекса была обнаружена выше базальтов с этой датировкой (местонахождения Цаган-Обо-1, 2), можно оценивать верхнюю возрастную границу горизонта в 23 млн. лет, что хорошо согласуется со схемой Берггрена [1974] и рядом других датировок границы олигоцена – миоцена, но несколько противоречит схемам Л.К. Габуния, М.М. Рубинштейна [1968] и Г.Д. Афанасьева, С.И. Зыкова [1975]. Датировка базальтов из верхов свиты шанд-гол – $21 \pm 2,0$ млн. лет, полученная по р. Тацин-Гол в лаборатории Института геохимии СО АН СССР, вероятно, нуждается в проверке, хотя, учитывая ее диапазон, и не противоречит оценке возраста границы олигоцена – миоцена.

Таким образом, возрастной интервал шандгольского горизонта лежит в диапазоне 32–23 млн. лет и составляет не менее 9 млн. лет, т.е. охватывает весь средний и верхний олигоцен (в нашем понимании) или весь поздний олигоцен западноевропейской схемы. Прямые биостратиграфические корреляции шандгольского горизонта Внутренней Азии с подразделениями олигоцена Европы и Северной Америки затруднительны в связи с своеобразием азиатской фауны. Однако по ряду общих семейств и родов шандгольский горизонт может сопоставляться с формацией орелий Северной Америки, для которой имеются датировки 33,1 млн. лет, и формацией уинта (даты 32,0 и 31,6 млн. лет). В геохронологическом отношении шандгольский горизонт отвечает также самым низам формации арикерий (даты от 30 до 21,7 млн. лет). Верхняя часть этой формации в североамериканской схеме относится уже к нижнему миоцену [Габуния, Рубинштейн, 1968].

В Западной Европе шандгольскому горизонту геохронологически соответствует хаттский ярус, имеющий диапазон 32–22,5 млн. лет [Berggren, Van Couvering, 1973], а фауна шандгольского горизонта обнаруживает сходство со стампийской фауной Европы, содержащей общие роды *Anthracootherium*, *Entelodon*, *Lophiomerys*. В Бельгии пески воорт, относимые к стампийскому ярусу, датируются в 30,6 млн. лет, а в ФРГ пески аструп и доберг (стратотипы хаттского яруса) имеют датировку около 30 млн. лет [Pomerol, 1972].

7. Самый нижний горизонт миоцена, который пока выделен только в Казахстане, охарактеризован фауной млекопитающих из местонахождений Асказансор и, вероятно, Агыспе. Наряду с олигоценовыми формами (поздние индрикотерии, цилиндродонтиды и др.) в нем присутствуют уже ранние мастодонты. Как показано выше, возраст этих фаун определяется в пределах верхов олигоцена – самых низов миоцена [Яншин, 1953]. По-видимому, он может занимать геохронологический диапазон в интервале от $24 \pm 2,0$ до $20 \pm 0,5$ млн. лет, т.е. находиться между шандгольским и улантологийским горизонтами.

Геохронологическая корреляция со схемами миоцена Европы сейчас представляется нам весьма затруднительной, так как в последние годы происходит значительный пересмотр объема стратиграфических подразделений всего неогена этого региона. Опубликованные схемы еще недостаточно точно увязаны между собой. Наиболее полный анализ существующих взглядов на стратиграфию неогена Восточного Паратетиса дан в ряде работ [Невесская и др., 1975; Муратов, Невесская, доклад в МОИП в 1975 г.; Габуния, доклад в МОИП в 1975 г.]. На VI конгрессе по неогену Средиземноморья была принята схема стратиграфии этого региона с оценкой абсолютного возраста ряда геохронологических рубежей. При корреляции неогена Внутренней Азии мы опираемся на эти материалы. Важно отметить также, что положение границы олигоцена – миоцена в Восточном Паратетисе четко еще не установлено. Исходя

из намеченного геохронологического возраста самого древнего горизонта миоцена Внутренней Азии (24–20 млн. лет), можно предполагать его соответствие кавказию и сакараулу. В континентальных аналогах этих регионов имеются общие роды млекопитающих с нижним горизонтом миоцена Внутренней Азии – *Colodon*, *Schizotherium*, *Antracotherium*, *Paraentolodon*, *Lophiomeryx* [Невесская и др., 1975; Габуния, доклад в 1977 г.]. В Западной Европе агыспейскому горизонту миоцена Внутренней Азии соответствует аквитан, а в Северной Америке – арикарий; в этих ярусах впервые появляется миоценовая фауна млекопитающих [Габуния, Рубинштейн, 1968].

8. Улан-Тологойский горизонт имеет довольно четкие геохронологические границы – 20 млн. лет для основания (р. Туин-Гол) и три датировки для верхов (16; 17; 18,9 млн. лет – р. Тацин-Гол). В связи с размывом в основании миоцена в Монголии допускается разный объем горизонта. Абсолютные датировки этого горизонта согласуются с биостратиграфическими данными – появление и широкая радиация *Gomphotheriidae* оценивается рубежом в 20 млн. лет [Габуния, Рубинштейн, 1968]. В Восточной Европе этому горизонту, вероятно, соответствуют казахурский, тарханский, чакракский регионы. Для этого интервала миоцена Л.К. Габуния выделяет биштыбинский, кызылбулакский, беломечетский комплексы фауны млекопитающих, в которых имеется ряд общих родов с улан-тоологойским горизонтом (*Zygodon*, *Platybelodon*, *Anchitherium*, *Cricetodon* и др.). Этот горизонт, вероятно, соответствует бурдигалу Западной Европы, хемингфорду и части барстова Северной Америки, что подтверждается геохронологическими и биостратиграфическими корреляциями [Габуния, Рубинштейн, 1968].

9. Нижнеошинский горизонт, как показано выше, не очень четко сопоставлен с улан-тоологойским горизонтом. Вероятно, его нижняя часть может быть синхронна верхам улан-тоологойского горизонта, а остальная имеет более молодой возраст. Верхний геохронологический рубеж этого горизонта определяется появлением рода *Hipparion* в основании верхнеошинского горизонта [Девяткин, Жегалло, 1974]. Таким образом, возрастной интервал нижнеошинского горизонта может оцениваться в интервале 16 – 12,5 млн. лет, а следовательно, отвечать карагану, конке и нижней части сармата (вольинский ярус), т.е. бадению и "сармату" схемы Центрального Паратетиса или виндобону и энингену схемы Западной Европы [Berggren, Van Couvering, 1974; Невесская и др., 1975; Жегалло, 1976].

10. Верхнеошинский горизонт не имеет радиологических датировок, поэтому его геохронологическая позиция оценивается на основе биостратиграфических данных. Нижним геохронологическим рубежом является появление гиппарионов в Евразии. В Северной Америке появление этого рода зафиксировано на рубеже 12,9 млн. лет в основании кларендона (формация валентейн). Оценка скорости прохореза рода *Hipparion* из Америки в Евразии в геологическом отношении крайне быстра и составляет не более 1 млн. лет [Габуния, Рубинштейн, 1968]. Поэтому присутствие древнейших представителей рода в основании верхнеошинского горизонта служит достаточно надежным репером для геохронологических корреляций по этой группе. Этот анализ был успешно выполнен В.И. Жегалло [1978] для основных местонахождений гиппарионов Палеарктики. Основываясь на этих данных, можно оценить возраст верхнеошинского горизонта в диапазоне 12,5 – 9 млн. лет и геохронологически сопоставить с кларендоном и нижней частью хемфиллия североамериканской схемы. В Восточной Европе этому горизонту отвечает большая часть сармата и, вероятно, мзотис, а в Западной Европе – валлезий и нижняя часть тюрюлия. Общими родами с фауной среднего и верхнего сармата, кроме *Hipparion*, являются *Acatherium*, *Ictitherium*, *Chilotherium* [Невесская и др., 1975]. В Восточной Европе верхнеошинскому горизонту могут отвечать, вероятно, калфинский – новоелизаветинский комплексы млекопитающих Л.К. Габуния, для нижних из которых характерно появление наиболее ранних гиппарионов (*H. ex gr. primigenium* = *H. sarmaticum*). Верхняя граница верхнеошинского горизонта оценивается В.И. Жегалло датой около 9 млн. лет – по появлению в основании вышележащего алтантэлийского горизонта гиппарионов "группы *H. hippidiodus*." Таким образом, по мнению этого исследователя, возраст алтантэлийского горизонта может "опускаться" в мзотис.

11. Алтантэлийский горизонт не может датироваться древнее понта. На это, в частности, указывает присутствие в основании горизонта *Zygodon borzoni*

(Нау) [Девяткин, Жегалло, 1974; Дуброво, 1974], характерного представителя континентальных фаций понта [Невеская и др., 1975]. Нижняя граница понта геологически точно не определена. На VI конгрессе по неогену Средиземноморья (Братислава, 1975 г.) верхняя часть этого яруса входит в нижний плиоцен, а нижняя — в верхний миоцен. Граница же между плиоценом и миоценом оценивается в 5–7 млн. лет. По Г.Д. Афанасьеву и С.И. Зыкову [1975], граница миоцена и плиоцена располагается на уровне 9 млн. лет. Алтантэлийский горизонт, таким образом, может иметь нижний геологический рубеж от 9 млн. лет (максимальный вариант) до примерно 5 млн. лет — верхний геологический рубеж.

12. Хиргиснурский горизонт, как показано выше, синхронен верхней части алтантэлийского горизонта. Поэтому его нижний геологический рубеж может оцениваться в 5 — 6 млн. лет. К этим же выводам пришел В.И. Жегалло [1978], который определяет время миграции рода *Neohipparion* из Неоарктики в 6 млн. лет. Гиппарионы этой группы (*H. t. platiodus*, *H. elegans*, *H. sevfei*) встречаются на разных уровнях стратотипа хиргис-нурского горизонта. Верхний геологический рубеж этого горизонта приближается, вероятно, к 3,5 млн. лет, так как весь состав фауны млекопитающих и особенно грызунов свидетельствует об еще "довиллафранкском" возрасте этого горизонта [Девяткин, Жегалло, 1974]. Для верхов этого горизонта, который, вероятно, должен рассматриваться как самостоятельный — чонохариакский подгоризонт, характерно появление поздних форм *H. houfenense* и представителей рода *Proboscidea*. Здесь появляются также грызуны рода *Peromyscus* и газели родов *Olonbulukia*, *Antilospira*, мастодонты *Anapcus sinensis*, т.е. представители верхов среднего — начала позднего плиоцена. Таким образом, геологический диапазон чонохариакского подгоризонта, видимо, достаточно узкий и может примерно оцениваться в 1,0 — 1,5 млн. лет — не моложе 3,2 млн. лет (нижний предел возраста вышележащего шамарского горизонта).

Исходя из этих построений, можно предположить, что хиргис-нурский горизонт отвечает понту и всему киммерию Восточной Европы; верхам тюролия и русцинию западноевропейской схемы. В североамериканском стандарте хиргис-нурскому горизонту должна отвечать верхняя часть хэмфилия и, возможно, самые низы бланко, для основания которого имеются датировки в $5,5 \pm 0,5$ млн. лет [Evernden et al., 1964].

13. Шамарский горизонт имеет достаточно четкие геологические рамки. Его нижний возрастной предел оценивается цифрой 3,2 млн. лет, полученной из базальтов, подстилающих шамарские красноцветы по р. Орхону. Верхний возрастной предел оценивается цифрой 1,8 млн. лет (базальты, вложенные в высокую террасу р. Орхон). Это подтверждается и палеомагнитными исследованиями, которые показали, что разрезы Шамар-1, Шамар-2 (Бурал-Обо) и Орхон имеют в основном обратную намагниченность, т.е. могут относиться к нижней части зоны Матуяма (ниже эпизода Олдувей в 1,8 млн. лет) или к R-эпизодам зоны Гаусса—Каена или Маммут (2,8 — 3,0 млн. лет). Шамарский горизонт содержит раннеэоценовую фауну, включающую поздние формы *Hipparion houfenense*, хищников — *Nyctereutes cf. sinensis*, *Canis chinliensis*, *hyaena cf. licenti*, грызунов рода *Miomys*, *Villanyia*, газелей — *G. sinensis*. Эта фауна относится к чикойскому комплексу Забайкалья, хотя ее четкие возрастные рамки строго не определены [Девяткин, Зажигин, 1974]. По гиппарионам В.И. Жегалло [1978] помещает ее в интервале 3,5 — 2,5 млн. лет (ниже нухэваньской стадии). Шамарский горизонт, вероятно, включает несколько фаунистических стадий, но их геологическая — дело дальнейших исследований. В стратиграфической схеме юга Советского Союза шамарский горизонт отвечает ачкагылу, возможно, верхам молдавского и хяпровскому комплексам или раннему — среднему виллафранку западноевропейского стандарта. Здесь по ряду местонахождений, содержащих виллафранкскую фауну с *H. crusafonti* (поздняя форма гиппарионов, сходная с азиатским *H. houfenense*), имеются абсолютные датировки в диапазоне от 4,1 (Канапой) до 2,5 млн. лет (Рока-Нейра). В североамериканской континентальной шкале шамарскому горизонту отвечает формация бланко, имеющая, по Бергрелу [1974], возраст от 1,5 до 3,6 млн. лет. Однако более точные сопоставления с этой формацией затруднены, так как сама бланкская фауна еще не расчленена на более дробные фаунистические стадии.

Предлагаемая нами геохронологическая корреляция азиатского разреза континентального кайнозоя со стратиграфическими шкалами Европы и Северной Америки представляет первую попытку такого рода. Мы вполне отдаем отчет в ее предварительном характере, однако считаем, что она отвечает материалам радиологического датирования и биостратиграфическим данным, имеющимся сейчас по Внутренней Азии. При критическом разборе этой геохронологической шкалы кайнозоя Внутренней Азии надо в первую очередь учитывать последовательность и оценку вероятного абсолютного возраста выделенных нами подразделений. Точность последних определяется также и изменением взглядов на геохронологию "общепринятых" стратиграфических стандартов, которые в последние годы пересматриваются. Исходя из оценки абсолютного возраста стратиграфических подразделений континентального кайнозоя Внутренней Азии и проведенной геохронологической и биостратиграфической корреляции, можно наметить рабочий вариант сопоставления с океанической шкалой по планктонным фораминиферам, геохронология которой рассчитана Берггреном и Ван Куверингом [Berggren, Van Couvering, 1974] (рис. 31, см. вкл.).

ГЛАВА VI

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АНТРОПОГЕНА МОНГОЛИИ

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН И ЕГО НИЖНЯЯ ГРАНИЦА

Вопрос об объеме, границах и подразделениях антропогена (четвертичной системы) является объектом многолетних дискуссий в нашей стране и за рубежом. Согласно рекомендациям XIV сессии Международного геологического конгресса в Монреале (1972 г.) граница между неогеном и четвертичной системой должна проводиться под калабрием и его аналогами, т.е. на уровне 1,8 млн. лет, что соответствует основанию зоны *Globorotalia truncatulinoides* в морских отложениях и совпадает с эпизодом Олдувей. Вторая граница, которая может быть принята в качестве подошвы антропогена в морском разрезе, расположена в основании зоны *Globorotalia tosaensis*. Она совпадает с основанием пьянченцы — астия Италии или акчагыла европейской части Советского Союза, соответствует границе палеомагнитных эпох Гаусса — Гильберта и оценивается в 3,2 — 3,4 млн. лет.

Для европейской части Советского Союза было предложено несколько вариантов проведения нижней границы антропогена [Громов и др., 1961, 1969; Никифорова и др., 1976, 1977] — от подошвы верхнего плиоцена до подошвы нижнего плейстоцена. Три возможных варианта границы: 1) в подошве акчагыла (около 3,5 млн. лет), 2) в подошве апшерона (1,8 млн. лет) и 3) в подошве баку (около 0,7 млн. лет) — были намечены И.И. Красновым и К.В. Никифоровой [1973].

Для азиатских районов Советского Союза наиболее аргументированные биостратиграфическими данными варианты нижней границы были предложены С.А. Архиповым [1971], О.М. Адаменко [1975], В.С. Зажигиным [1980], Э.А. Вангенгейм [1977], М.Н. Алексеевым [1978]. Довольно сложно решается вопрос о нижней границе антропогена для внутренних районов Азии, где расчленение пограничных горизонтов неогена и антропогена еще отстает от европейских стандартов. Н.А. Логачев и другие [1964], Э.И. Равский и другие [1964], Э.И. Равский [1972], Д.Б. Базаров [1968], Е.В. Девяткин [1965] выделяют для сопредельных с Монголией районов Советского Союза сложно построенный комплекс осадков, включающий обычно ряд региональных свит, местами охарактеризованных локальными фаунами. Этот комплекс во всем регионе имеет общие литофациальные особенности. Определяя возрастную объем этого комплекса, Равский указывает, что его нижний "рубеж хорошо совпадает с резким оживлением тектоники, изменениями характера рельефа и осадконакопления, а также перелома в развитии органического мира и является поэтому главнейшим естественноисторическим рубежом в верхнем кайнозое. . . Следующий во времени крупный рубеж в геологической истории связан с резким похолоданием климата, развитием покровных и горных оледенений" [1972, с. 178—179]. За основа-

ние антропогена Н.А. Логачев принимает подошву красноцветной формации Забайкалья, "охристой" свиты Тункинских впадин, осадконакопление которых связано с началом "необайкальского" тектонического цикла. Мы при выделении зоплейстоценового комплекса осадков Юго-Восточного Алтая, кроме биостратиграфических, привлекали также лито-фациальные и палеотектонические критерии [1965].

Для юга Западной Сибири и Забайкалья, где биостратиграфия пограничных горизонтов неогена и антропогена разработана наиболее детально, нижняя граница антропогена, однако, проводится по-разному. Э.А. Вангенгейм [1977] помещает ее под бетекейским комплексом, в основании кочковской свиты, а В.С. Зажигин [1980] — под раздольинским комплексом, т.е. в середине этой свиты. В Забайкалье нижняя граница зоплейстоцена проводится Вангенгейм [1977] и другими под чикойским комплексом.

Принимаемый нами возрастной объем зоплейстоцена отличается от рекомендованного сессией XXIV МГК; его нижняя граница совпадает с вариантом А границы, предложенной И.И. Красновым и К.В. Никифоровой [1973]; верхняя граница зоплейстоцена совпадает с границей В той же схемы и отвечает подошве четвертичной системы по МСК. Таким образом, стратиграфический объем зоплейстоцена равен верхнему плиоцену и имеет "абсолютный" возраст примерно от 3,5 до 0,7 млн. лет.

Общими чертами зоплейстоценовых отложений Монголии является их бурозветность, проявляющаяся в разных фациях — от грубообломочных галечно-валунных аллювиальных до тонкозернистых песчано-глинистых склоновых и озерных образований; присутствие значительного количества выветрелого обломочного материала как перетолженного, так и выветрелого *in situ*, наличие погребенных почвенных "красноцветных" горизонтов. Зоплейстоценовые отложения распространены во впадинах и долинах рек, часто еще не освоенных полностью плейстоценовой эрозией. Приуроченность их к древнему овражно-балочному рельефу межгорных впадин и к долинам мелких рек хорошо прослеживается в Орхон-Селенгинском понижении [Корина, 1974]. Подобное соотношение зоплейстоценовых отложений с рельефом устанавливается и для Забайкалья и Прибайкалья [Базаров, 1968; Равский, 1972; Логачев и др., 1964; Адаменко, 1976].

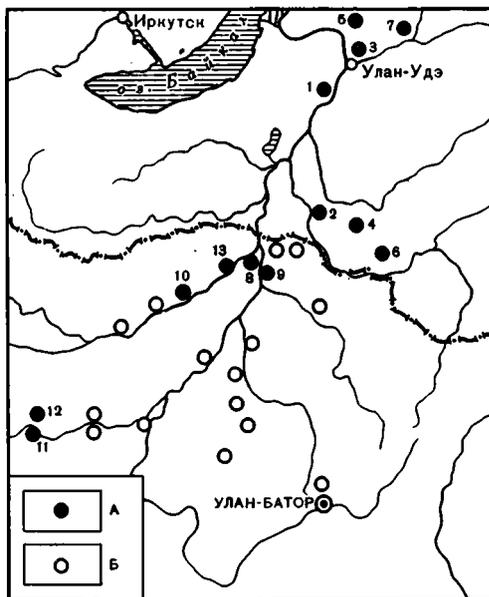
В основании зоплейстоцена фиксируется значительная эрозионно-тектоническая фаза, приведшая к существенному обновлению рельефа и формированию характерного комплекса осадков, выделенного на юге Восточной Сибири в "красноцветную формацию раннего зоплейстоцена" [Логачев и др., 1964]. Эта фаза активации выделяется во всем горном поясе Южной Сибири, являясь четким "репером" границы неогена и антропогена [Никифорова и др., 1967]. Для территории Монголии эта эрозионно-тектоническая фаза, отвечающая основанию зоплейстоцена, также фиксируется повсеместно [Мезозойская и кайнозойская тектоника. . . , 1975]. Указанные особенности зоплейстоценовых отложений Монголии и сопредельных районов юга Сибири позволяют нам выделить их в самостоятельный стратиграфический комплекс, отличающийся как от неогеновых, так и от плейстоценовых отложений.

Северная Монголия

В бассейнах рек Орхона и Селенги зоплейстоценовые отложения распространены широко [Девяткин, Зажигин, 1974; Корина, 1974; и др.] (рис. 32). Они обычно обнажаются в прибортовых частях долин, в цоколях плейстоценовых террас, выполняют переуглубленные участки долин, мелкие межгорные депрессии. Геоморфологическая приуроченность к разным элементам рельефа определяет их генетический, лито-фациальный состав и мощности. В прибортовых частях долин и в мелких притоках это преимущественно склоновые осадки — бурозветные глины, алевроиты, щебенчатые суглинки, в долинах рек замещаемые песчано-гравийно-галечными аллювиальными, а во впадинах — глинистыми и алевро-песчаными озерными осадками. В настоящее время известно несколько местонахождений фауны млекопитающих зоплейстоцена, разрезы которых были описаны нами ранее [Девяткин, Зажигин, 1974]. Хотя весь материал еще не обработан, однако он достаточно представительен для оценки возраста вмещающих отложений [Дмитриева, 1977; Сотникова, 1976; Жегалло, 1978] (табл. 23).

Рис. 32. Основные эоплейстоценовые местонахождения фауны млекопитающих Северной Монголии (по автору) и Западного Забайкалья [по Вангенгейм и др., 1966]

А — местонахождения: 1 — Тологой; 2 — Береговая; 3 — Улан-Удэ; 4 — Хаян; 5 — Итанца; 6 — Урлук; 7 — Додогол; 8 — Шамар; 9 — Бурал-Обо; 10 — Шара-Манхатай; 11 — Орхон-1; 12 — Орхон-2; 13 — Дзун-Буриг; Б — выходы красноцветных эоплейстоценовых отложений в обнажениях и скважинах в Северной Монголии



Наиболее богатое местонахождение Северной Монголии — Шамар на левобережье р. Орхон (рис. 33). Здесь под толщей серых плейстоценовых песков в понижениях кровли выветрелых коренных пород залегают бурые и зеленовато-бурые щелбневатые глины, с прослоями песков, мощностью до 3—5 м. В раскопках (Р-1 и Р-2) было собрано большое количество остатков крупных и мелких млекопитающих.

Другое местонахождение — Бурал-Обо (=Шамар-2) находится на правом берегу р. Орхон в кирпичном карьере. Здесь отложения представлены песчанистыми светло-бурыми горизонтально-слоистыми алевритами с тремя прослоями (0,5 м) темно-бурых глинистых алевритов. Они представляют собой, по-видимому, погребенные почвы, так как имеют очень нечеткий карманообразный нижний контакт и крововины, в которых и были встречены кости мелких млекопитающих (Ф-1—3). Эти отложения имеют мощность 7—10 м, перекрываются песчаными осадками нижнего (?) — среднего плейстоцена, а залегают с размывом на щелбнистых красноцветных глинах плиоцена.

Третье местонахождение — Шара-Манхатай — расположено на левом берегу р. Селенги, выше одноименного поселка. Здесь вскрываются песчаные и галечно-валунные бурые аллювиальные отложения, перекрытые склоновыми щелбнисто-суглинистыми отложениями с четким горизонтом (до 1,2 м) темно-бурой погребенной почвы; находки фауны приурочены к основанию этого горизонта.

Анализируя состав фауны этих местонахождений, мы отмечали [Девяткин, Зажигин, 1974], что он в целом характеризует, вероятно, нижний отдел эоплейстоцена. Так, оба вида полевок родов *Villanyia* и *Mimomys* по степени эволюционного развития отвечают представителям этих родов из чикойского, бетекжского, лебжского и хапровского комплексов. *Hipparion cf. houfenense* из Шамара неотличим, по мнению В.И. Жегалло [1978], от гиппариона из Береговой, описанного Э.А. Вангенгейм [Вангенгейм и др., 1966] как *Proboscidipparion*, а Л.Н. Иваньевым [1966] — как *H. longidonte*. Другого гиппариона из Шамара В.И. Жегалло отнес к *H. tchikoi-cum*. Фауна Бурал-Обо (нижний слой Ф-1) может быть одновозрастной фауне Шамар или чуть моложе ее. Таким образом, возможный стратиграфический диапазон этих эоплейстоценовых местонахождений лежит в пределах чикойского комплекса Забайкалья.

Сходство состава хищников из местонахождений Шамара, Береговая и Нихэвань (КНР) показано М.В. Сотниковой [1976], которая считает, что фауны этих местонахождений отвечают классическим виллафранкским фаунам Европы (Вилларон, Этуар, Сенвалье, Вальдарно, Хапры, Ливенцовка и др.) и должны коррелироваться, таким образом, с нижним — средним виллафранком. Еще до открытия северомонгольских эоплейстоценовых фаун возрастные корреляции забайкальских фаун были даны Э.И. Равским и другими [1964], Э.И. Равским [1972], Э.А. Вангенгейм и другими [1966].

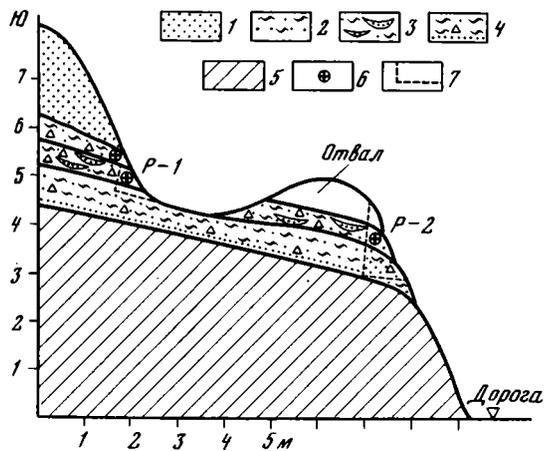
Большое значение для стратиграфии эоплейстоценовых отложений имеют разрезы, обнаруженные в долине р. Орхон, где устанавливаются взаимоотношения осадочных и эффузивных образований, датированных калий-аргоновым методом [Девяткин и

Общий состав фауны млекопитающих зоплейстоценовых местонахождений Северной Монголии

Систематический состав	Шамар		Бурал-Обо			Шара-Манхантай	Орхон-1			Орхон-2	
	P-1	P-2	Ф-1	Ф-2	Ф-3		Ф-1	Ф-2	Ф-3	Ф-1	Ф-2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Insectivora											
1. Erinaceus (Hemitechinus ?) sp.	+										
2. Veremendia sp.	+		+								
3. Soriculini gen. (близкий к Soriculus)	+										
4. Sorex sp.	+						+				+
5. Neomys sp.	+										
6. Scaptochirus cf. primaevus					+						
7. Shikamainosorex sp.			+								
Lagomorpha											
8. Hypolagus sp.	+			+			?				
9. Ochotonoides sp.	+	+							+		+
10. Proochotona sp.											+
11. Ochotona sp. (мелкая форма)	+			+	+	+	+		+	+	
12. Ochotona sp. (крупная форма)	+					+					
13. Leporidae gen.	+										
Rodentia											
14. Allactaga sp. (крупная форма)	+	+									
15. Sicista sp.	+						+				
16. Micromys sp.	+										+
17. Orientalomys sp.	+						+				+
18. Murinae gen. ?	+										
19. Cricetulus sp.	+	+	+				+		+	+	+
20. Mimomys ex gr. hintoni.-coelodus	+						+	+			
21. Mimomys sp.		+									+
22. Villanyia ex gr. chinensis	+	+			+						
23. Villanyia eleonorae							+	+	sp.		+
24. Prospheus ex gr. praetingi							+			+	+
25. Prospheus cf. ericksoni									+		
26. Prospheus sp.	+	+			+	+		+	+		
27. Synaptomys sp.	+										
28. Lemmini gen. ? (близкий к Synaptomys)					+						
Carnivora											
29. Nyctereutes sf. sinensis	+										
30. Canis cf. chihliensis minor	+										
31. Meles suillus	+										
32.hyaena cf. licenti	+										
33. Euryboas cf. lunensis	+										
34. Felis (Lynx) shansius	+										
35. F. (Puma) sp.	+										
36. Acinonyx sp.	+										
Perissodactyla											
37. Hipparion cf. houfense	+										
38. Hipparion tchikouicum	+										
Artiodactyla											
39. Gazella sinensis	+										

Рис. 33. Строение местонахождения Шамар

1 — плейстоценовые пески; 2—4 — эоплейстоценовые осадки, 2 — зеленовато-серые пески и алевриты; 3 — темно-бурые глины, песчанистые алевриты; 4 — темно-бурые глины со щебнем и алевриты, отдельные прослои глин с зеленоватым оттенком; 5 — коренные породы; 6 — места находок костей млекопитающих; 7 — профиль раскопов: P-1 — верхний раскоп; P-2 — нижний раскоп



др., 1973; Габуния и др., 1975]. В последние годы В.С. Зажиговым и нами в них была собрана фауна мелких млекопитающих, а Е.М. Малаевой получен палинологический материал.

В 10 км ниже сомона Орхон на правом берегу реки в тыловой части террасы высотой 70 — 90 м обнажается следующий разрез, названный Орхон-1 (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Почва светло-серая, слабогумусированная	0,1
2. Суглинок палево-серый, неясно наклоннослоистый, карбонатный, лёссовидного типа, местами щебневатый. Эти делювиально-пролювиальные отложения спускаются от коренного склона на поверхность террасы, изменяя мощность	от 2,0 до 0,5
3. Погребенная почва темно-серая, почти черная, сильно гумусированная, с кротовинами и постепенным нижним контактом	0,3 — 0,5
4. Песок средне- и тонкозернистый, горизонтально-слоистый, в низах с прослоями темно-серых глин, переполненных мелкими раковинами моллюсков	3,0 — 4,0
5. Щебень базальтов, заключенный в разнозернистом песке, иногда плотно сцементированный	0,5
6. Галечники полимиктовые, средне окатанные, со значительным количеством выветрелой гальки, заключенные в светло-буром суглинке	3,0 — 5,0
7. Суглинок темно-бурый, плотный, жирный на ощупь, с редкой выветрелой щебенкой. Этот горизонт ископаемой почвы развит на поверхности бурой щебенистой толщи, "срезая" ее направленную от склона слоистость	2,0
8. Толща грубого бурого пролювия, представленного щебенистым наклоннослоистым суглинком с линзами щебенистого материала.	12,0 — 15,0
9. Горизонт крупных глыб (до 1,0 м), представленных как породами коренного склона, так и обломками базальтов, слагающих террасу вблизи реки. Этот горизонт прослеживается вдоль обнажения и сочленяется с базальтами, вклинивающимися в рыхлую толщу описываемых пролювиальных отложений, что говорит об одновременности формирования базальтов и накопления этого глыбового горизонта	1,5 — 2,0
10. Пачка наклоннослоистого бурого пролювия, более грубого, чем слой 8 . . . Видимая	6,0 — 8,0
11. Высыпки и развалы хорошо окатанных валунов, гальки и гравия. Этот горизонт аллювия прослеживается от коренного склона долины в сторону реки, где вскрывается под базальтами в виде пачки песков желтовато-бурого цвета, переполненных галечно-гравийным материалом	3,0 — 4,0

В разрезе Орхон-1 обнаружены три горизонта с фауной мелких млекопитающих эоплейстоцена. В слое 4 под черной погребенной почвой (ф-1) В.С. Зажиговым определены: *Sorex* sp. (2 вида), *Ochotona* sp., *Leporinae* gen. (*Hypolagus?* sp.), *Orientalomys* sp., *Sicista* sp., *Cricetulus* sp., *Villanyia eleonora* Erb., *Mimomys* ex gr. *hintoni-coelodus*, *Prosiphneus* ex gr. *praetingi*.

В слое 6 (ф-2) были найдены: *Villanyia eleonora*, *Mimomys* ex gr. *hintoni-coelodus*, *Prosiphneus* sp., совместно с моллюсками рода *Juga* [Попова, 1978].

Третий горизонт (ф-3) приурочен к верхам слоя 8 (под темно-бурой погребенной почвой). Отсюда известны *Hypolagus* sp., *Ochotona* sp., *Cricetinae* gen. ?, *Prosiphneus* cf. *ericksoni* (Schloss.).

Другой разрез — Орхон-2 находится на левом берегу реки, в 3 км ниже разреза Орхон-1. Здесь отложения эоплейстоцена представлены светло-бурыми пролювиаль-

но-делювиальными щебеневатыми суглинками, с двумя сближенными погребенными темно-бурыми почвами в верхах разреза. Общая мощность этих отложений достигает 20,0 – 25,0 м. Фауна мелких млекопитающих приурочена к верхней трети разреза, где отмечены два горизонта – уровни концентрации костей. В верхнем горизонте (ф-1) найдены: *Ochotona* sp., *Dipodidae* gen. ?, *Cricetulus* sp., *Villanyia* sp., *Prosiphneus* ex gr. *praetingi*; в нижнем (ф-2): *Sorex* sp., *Prochotona* sp., *Orientalomys* sp., *Dipodidae* gen. ?, *Cricetulus* sp., *Villanyia eleonora*, *Miomys* sp., *Prosiphneus* ex gr. *praetingi*.

Базальты, слагающие террасу, в тыловой части которой изучен разрез Орхон 1, имеют калий-аргоновые датировки: из верхнего потока получена дата $3,1 \pm 0,2$ млн. лет; из нижнего потока – две даты: $6,2$ и $6,4 \pm 0,5$ млн. лет. Базальты, вложенные в высокую террасу и формирующие террасу высотой 20 м, имеют датировку $1,8 \pm 0,1$ млн. лет [Габуня и др., 1975; Девяткин, Смелов, 1979]. Таким образом, зоплейстоценовые отложения, содержащие фауну мелких млекопитающих в разрезе Орхон 1, должны занять интервал от $3,1 \pm 0,2$ до $1,8 \pm 0,1$ млн. лет.

В.С. Зажигин намечает следующую последовательность фаунистических горизонтов местонахождений Орхон 1 и 2.

1. Слой 8 (ф-3) местонахождения Орхон 1 – фауна моложе местонахождений Новая Станица и Черлак, но древнее местонахождения Бетеке (Казахстан). Этот горизонт может быть временным аналогом молдавского комплекса Восточной Европы, который пока не известен в Казахстане и Сибири.

2. Слои 6 и 4 местонахождения Орхон 1 (ф-1 и 2) и местонахождение Орхон 2. Здесь установлены три стратиграфических уровня с фауной грызунов чикойского фаунистического комплекса. Нижний из этих уровней (слой 6) соответствует местонахождениям Шамар и, возможно, Береговая (Забайкалье). Средний уровень (слой 4) соответствует нижнему горизонту разреза Орхон 2. Верхний уровень отвечает верхнему горизонту Орхон 2. Средний и верхний уровни, вероятно, отвечают местонахождению Бурал-Обо. Дальнейшее изучение этих опорных разрезов позволит детально расчленить нижнюю часть зоплейстоцена на биостратиграфической основе.

Палеомагнитные исследования разреза Орхон 1 выявили обратную намагниченность верхнего потока высокой террасы (эпоха Гаусс) и нормальную намагниченность базальтов низкой террасы (N-эпизоды в эпохе Матуяма). Верхняя часть буроватых отложений разреза Орхон 1 также имеет нормальную намагниченность.

Кроме разрезов в Орхон-Селенгинском междуречье, Цаган-Нурской и Замарской впадинах имеются разрезы красноцветных и буроватых толщ, стратиграфическое положение которых менее определено; Н.А. Корина [1974] выделяет их как средне-, верхнеплиоценовые образования. Литологически эти отложения сходны с зоплейстоценовыми осадками и, по нашему мнению, занимают, вероятно, его разные части. Так, Кориной подробно изучены разрезы Дзун-Бурин 1 и 2, представленные красноцветными и пестроцветными глинами, алевритами, песками с прослоями галечников, которые вскрываются в цоколе плейстоценовых террас р. Селенги. В этих отложениях был обнаружен зуб *Hipparion* sp. Палеомагнитные исследования разрезов выявили их R-намагниченность, а в верхах разреза Дзун-Бурин 2 – зону N-намагниченности. Вероятно, "нижние" красноцветы Кориной относятся уже к эпохе Гаусса и занимают более низкое стратиграфическое положение, чем фаунистически охарактеризованные разрезы зоплейстоцена.

Палинологические материалы, полученные Е.М. Малаевой, Г.Н. Шиловой, Л.А. Крупениной, Е.А. Мальгиной из разрезов, изученных Н.А. Кориной, И.Г. Лискун, В.П. Чичаговым и нами, позволяют наметить следующие изменения растительности в зоплейстоцене Северной Монголии.

Для большей части разреза Дзун-Бурин 2 характерно преобладание пыльцы древесных пород (74 – 95%), главным образом *Pinus* подрода *Diploxylon*, *Betula* секции *Albae* и *Fruticosae*; меньше *Alnus*, *Alnaster*, *Abies*, *Corylus*, *Tilia*, *Carpinus*. Спор и пыльца трав, характерных для лесных местообитаний, немного, поэтому этот спектр интерпретируется Л.А. Крупениной как "лесостепной". В разрезе Шара-Манхатай ею были установлены две фазы развития растительности – лесостепная с широко развитыми участками лесов, и степная, в конце которой вновь появляются леса. Состав растительности примерно такой же, как для разреза Дзун-Бурин 2.

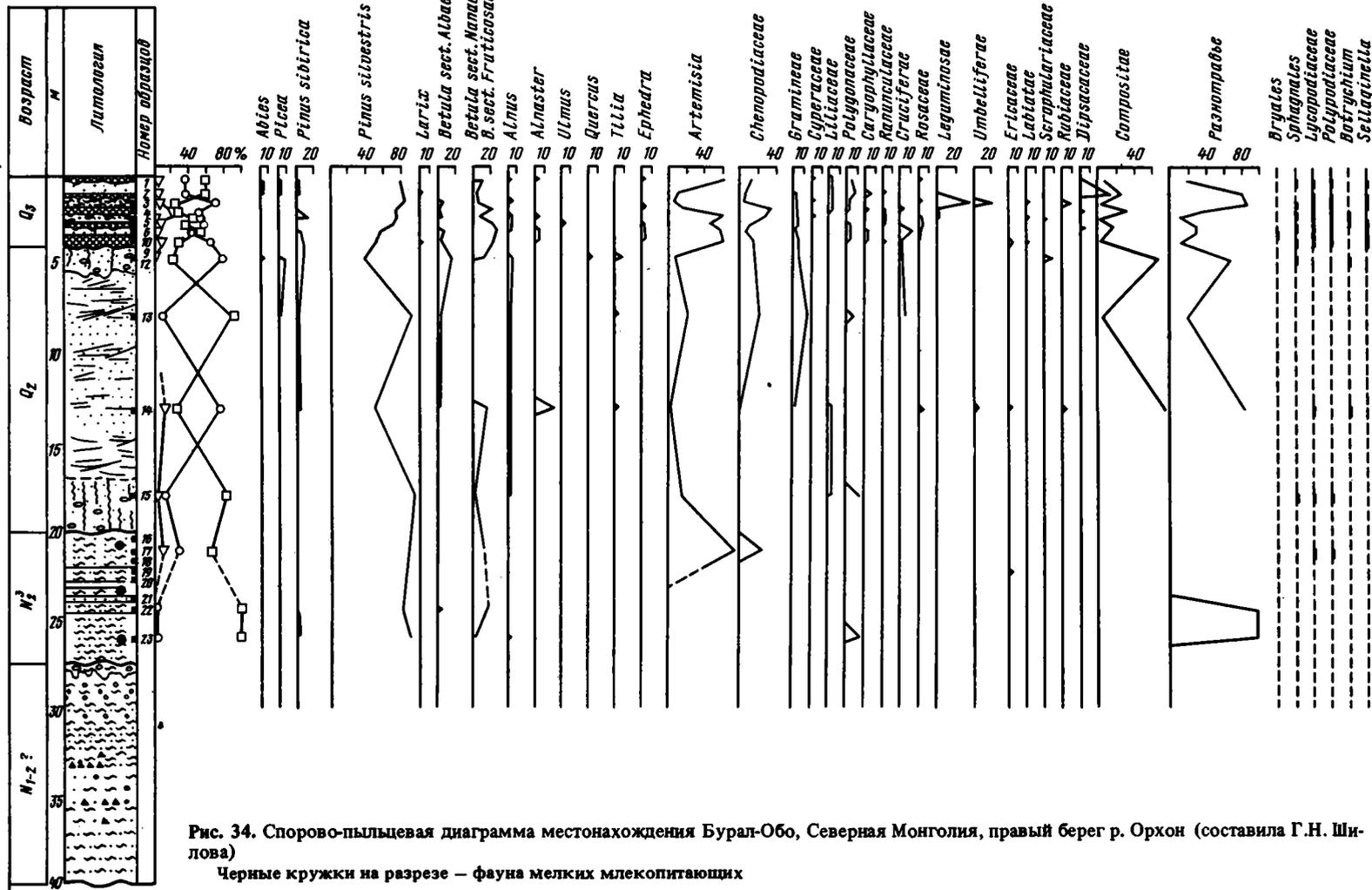


Рис. 34. Спорово-пыльцевая диаграмма местонахождения Бурал-Обо, Северная Монголия, правый берег р. Орхон (составила Г.Н. Шилова)

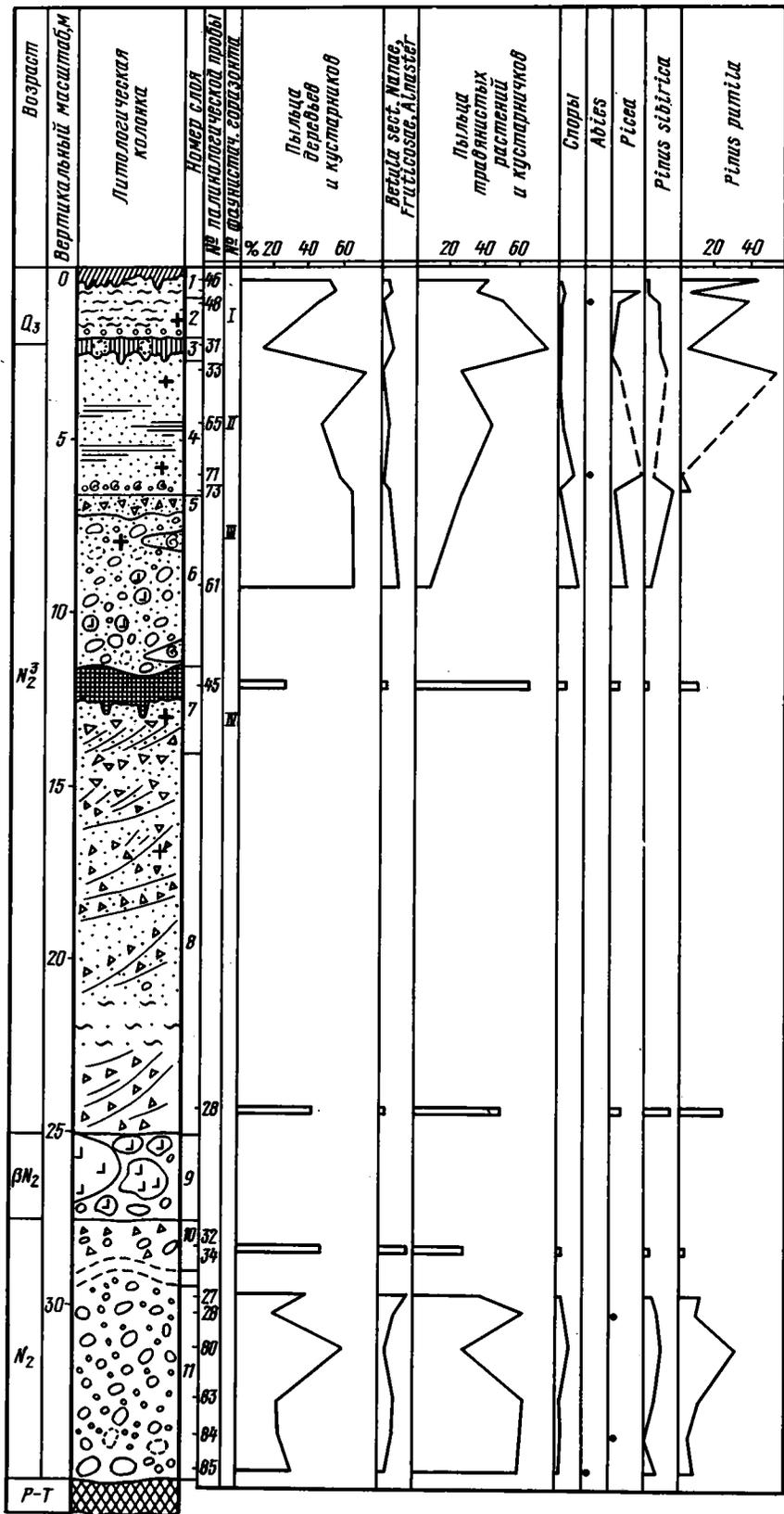
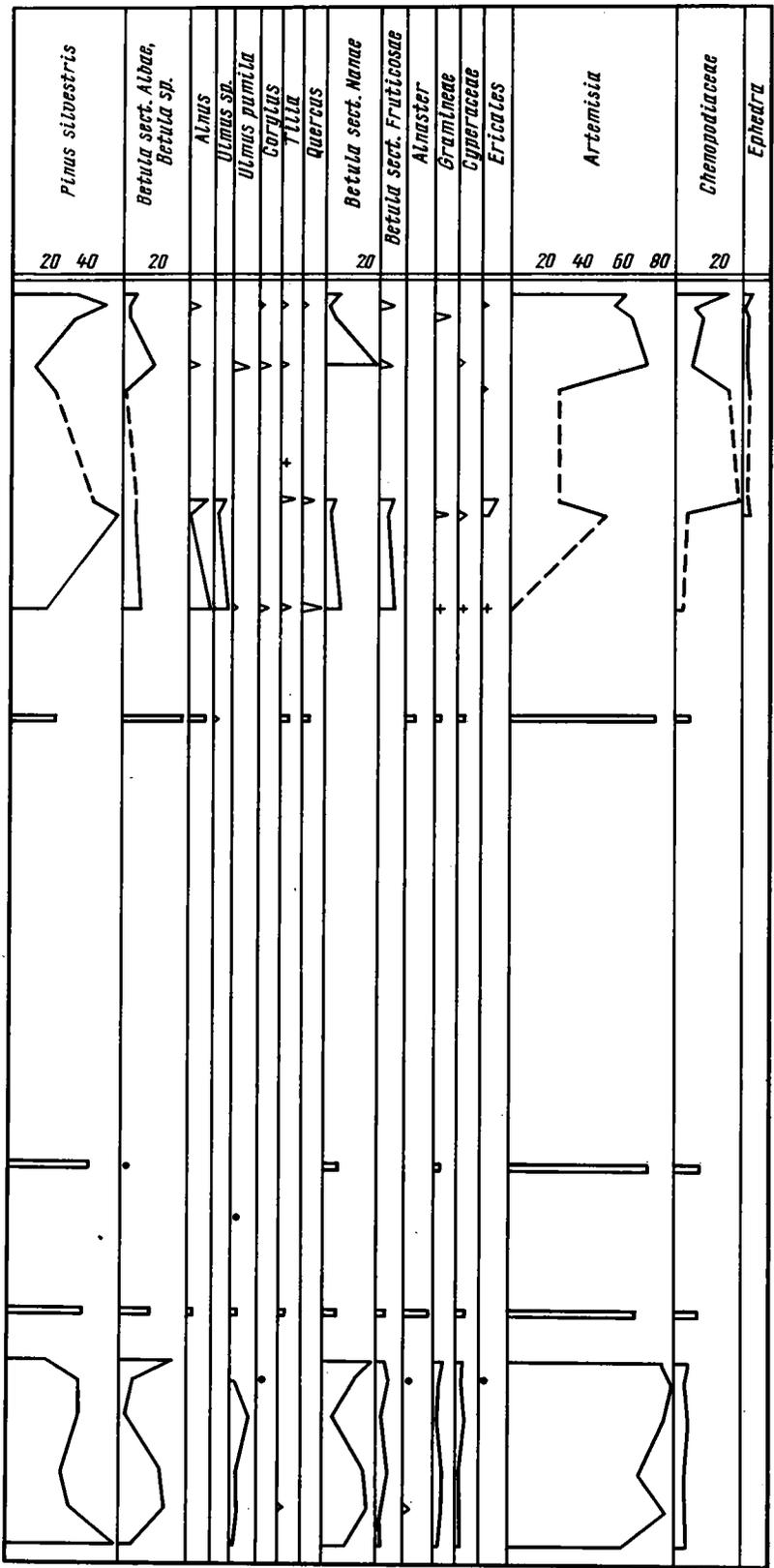


Рис. 35. Спорово-пыльцевая диаграмма местонахождения Орхон-1 на правом берегу р. Орхон (составила Е.М. Малева)



Крестиками на разрезе отмечены места сбора фауны мелких млекопитающих, значком — моллюсков

Материалы палинологических исследований разрезов Бурал-Обо и Орхон 1, по данным Г.Н. Шиловой и Е.М. Малаевой, приведены на рис. 34–35.

Палинологические исследования показывают, что растительность эоплейстоцена Северной Монголии была представлена в основном лесостепным типом, с небольшим участием широколиственных пород; отмечается неоднократное увеличение облесенности территории, чередуемое с фазами остепнения.

В центральных районах Хангая эоплейстоценовые отложения встречаются в долинах рек Селенги, Чулуту, здесь они залегают на террасах высотой 90 – 120 м и сохраняются фрагментарно. Состав аллювия террас, обычно цокольных, представлен галечниками, гравийниками, бурыми песками, со значительным количеством выветрелого материала в виде рассыпающихся при ударе валунов, галек. В отличие от наиболее высоких террас (130 – 200 м), где преобладает обычно олигомиктовый материал, эти отложения имеют полимиктовый состав.

В среднем течении р. Чулуту эти галечники выходят в цоколе 90-метровой террасы, перекрытой грубовалунным плейстоценовым аллювием; они достигают мощности 30 м и залегают на неровном цоколе сильно выветрелых коренных пород. Галечники хорошо окатанные, горизонтально- и косослоистые, с прослоями гравийных песков и алевролитов.

Эоплейстоценовые отложения известны также в долинах Хэнтэя. Н.Я. Болотова [1966] в бассейне р. Еро-Гол выделяет аллювиальные галечники в красноцветном суглинисто-песчаном заполнителе, залегающие на цокольных террасах. Эти отложения несут признаки процессов наложенного выветривания и, по ее мнению, связаны с эрозионной фазой, охватившей в эоплейстоцене все долины Хэнтэя.

По-видимому, к эоплейстоцену нужно отнести буроватые и красноцветные песчано-гравийные и галечные осадки, выполняющие долины южной части Хэнтэя, относящиеся к бассейну рек Керулена и Толы. В районе Цэнхэр-Мандал они достигают мощности 20 – 30 м, залегают в переуглубленных частях долин, генетически представляют собой сложное сочетание склоновых и аллювиальных фаций.

Западная Монголия (Монгольский Алтай и Котловина Больших Озер)

Эоплейстоценовые отложения этого региона встречаются как в горных долинах, так и в межгорных впадинах. Характеризуются они теми же литолого-фациальными особенностями, что и эоплейстоцен Северной Монголии; нами они выделяются в свиту туин-гол [1970]. Известно несколько разрезов, где эоплейстоценовые отложения имеют достаточно четкие взаимоотношения с плиоценовыми и плейстоценовыми образованиями, хотя фаунистически сами они охарактеризованы не повсеместно. По северному побережью оз. Хиргис-Нур отложения представлены бурыми щебенчатыми и галечными конгломератами, песчаниками, с размывом залегающими на мергелях пачки Б свиты хиргис-нур. Эти пролювиальные отложения достигают мощности 15 – 17 м и перекрываются сероцветными грубыми галечниками нижнего плейстоцена (свита гошу). Для верхов свиты туин-гол В.Н. Шелкоплясом получена ГЛ-датировка 820 ± 85 тыс. лет.

Палинологические исследования свиты туин-гол [Девяткин, Шилова, 1970] показали, что при преобладании пылицы травянистых и кустарничковых (75 – 84%) пыльца древесных составляет 16 – 25%, что в 2 – 2,5 раза больше, чем в поверхностных спектрах этого района. Группа древесных представлена пыльцой сосны, кедра, березы секции *Fruticosae*. Среди травянистых господствует пыльца полыни (41 – 65%), пыльца маревых составляет всего 5 – 18%, что в 2 – 3 раза меньше, чем в поверхностных пробах; причем пыльца пустынно-степных видов *Gnepodiaceae* (род *Anabasis*) составляет 2 – 14%, что в 2 – 4 раза меньше, чем в поверхностных спектрах. Это свидетельствует о том, что растительность во время отложения свиты туин-гол формировалась в условиях более влажных, чем современные.

В центральных частях Котловины Больших Озер эоплейстоценовые отложения встречаются по долине р. Дзабхана и протоки Чоно-Хариах. Представлены они бурыми ожелезненными гравийниками, галечниками, песками мощностью 3 – 5 м. Это преимущественно аллювиальные отложения, залегающие в эрозионных ложбинах на поверхности плиоценовых отложений свиты хиргис-нур. В 1977 г. в них обнаружена фауна млекопитающих раннего эоплейстоцена (местонахождение Дзагсо-Хайрхан 3).

В Монгольском Алтае эоплейстоценовые отложения представлены двумя разными

генетическими типами. Аллювиальные образования долин рек представлены бурыми галечниками и валунниками. Они образуют фрагменты цокольных террас высотой до 60 – 90 м, особенно типичных в местах выхода речных долин из гор (реки Кобдо, Могун-Бурень, Узничи) во впадины. Поражает грубый состав аллювия, представленного валунно-галечным материалом. Особенно видно это несоответствие с современными пересыхающими реками по южному склону Монгольского Алтая. Здесь выше сомона Узничи на левом берегу реки развита 90-метровая терраса, сложенная крупным галечником с прослоями валунника и линзами буроого песка и алеврита. Палинологические исследования этого разреза, проведенные Г.Н. Шиловой, показали, что пыльца травянистых составляет 73 – 95%, древесных – 5–23%, что значительно превышает участие ее в спектре поверхностных проб. Среди древесных отмечены *Pinus silvestris* и *P. sibirica*, несовременные виды сосен, *Betula* секции *Albae*, *B.* секции *Fruticosae*, *B.* секции *Nanae*, *Larix*, *Picea*; единична пыльца дуба, вяза, ольхи. Среди пыльцы травянистых господствуют ксерофиты – полыни (36 – 64%), маревые (24 – 42%), эфедра (2 – 9%), нитрария (1%). Пыльца пустынно-степных видов *Chenopodiaceae* подсемейства *Spirolobeae* составляет 4 – 10% (в современных спектрах – до 24%). Среди разнотравья (4 – 15%) присутствует пыльца сложнотычинных, гречишных, гвоздичных, вьюнковых, бобовых, розоцветных. Иногда встречаются единичные споры сфагновых мхов, папоротников семейства *Polypodiaceae*, плаунов (*L. annotinum*, *L. alpinum*). Этот спорово-пыльцевой спектр отражает состав растительности разных высотных поясов и указывает в целом на более влажные климатические условия, чем современные.

Другой тип разреза зоплейстоцена представлен пролювиальными отложениями, которые состоят из буротычинных песчано-глинистых, щебенисто-мелкогалечных образований предгорных шлейфов и конусов выноса. В зоплейстоценовом пролювии часто встречаются горизонты и линзы плотно сцементированных конгломератов и песчаников ("верхнегорбийские" конгломераты), отдельные фрагменты погребенных почв, представленных плотными карбонатизированными прослоями пород. Местами встречаются линзы лёссовидных желтовато-бурых суглинков.

Наблюдения над соотношением аллювиальных и пролювиальных типов разреза зоплейстоцена показывают, что обычно они связаны фациальными переходами. Однако в ряде разрезов (р. Могун-Бурень) наблюдается наложение аллювиальных галечников на пролювиальные осадки. Таким образом, устанавливается аналогичная последовательность, как и в зоплейстоцене смежных районов Горного Алтая, где аллювиальные галечники башкаусской свиты залегают на пролювиальных отложениях бекенской свиты [Девяткин, 1965].

Пролювиальный тип разреза хорошо представлен в обнажении левого берега р. Кобдо, у выхода ее из гор в Читтурскую котловину. Здесь в основании залегают мергелистые глины свиты хиргис-нур с *Hipparion houfenense*. Выше с размывом залегают толща (до 24м) бурых алевритов, песков, сменяющихся вверх по разрезу щебеневатыми глинами, плотно сцементированными песчаниками, конгломератами с нечеткой параллельной слоистостью. Палеомагнитные исследования выявили, что весь разрез имеет R-намагниченность. TL-датировки из верхов этой толщи – $800 \pm \pm 32$ тыс. лет, из низов – $1,1 \pm 0,1$ млн. лет. Это позволяет отнести этот разрез к эпохе Матуяма.

Палинологические исследования показали, что здесь преобладает пыльца травянистых (76 – 95%); среди древесных встречена главным образом пыльца хвойных – *Pinus silvestris* (26 – 32%), *P. sibirica* (4 – 24%), *P. sp.* (3 – 9%), *Picea* секции *Omorica* (до 1%), *P.* секции *Eurpicea* (до 3,5%), *Abies* (до 1%), *Larix* (до 1%). Среди лиственных преобладает *Betula* секции *Albae* (25 – 42%). *B.* секции *Fruticosae* (до 10%), *B.* секции *Nanae* (13%); встречается пыльца *Alnus* и *Ulmus*. В группе пыльцы травянистых, при преобладании ксерофитов, содержание пыльцы маревых (12 – 36%) и эфедры (1 – 5%) ниже, чем в современных спектрах; пыльца пустынно-степных видов (*Salsola*, *Anabasis*) составляет 2 – 5%. Наблюдается большое разнообразие пыльцы разнотравья; кроме видов, характерных для горных и пустынных степей (*Compositae*, *Polygonaceae*), отмечены виды горно-таежной зоны (*Ericaceae*). Встречаются также единичные споры папоротников *Polypodiaceae*, мхов – *Sphagnum*, плаунов – *Lycopodium complanatum*. Этот спектр также отражает более влажные климатические условия, чем современные.

Для определения возраста эоплейстоценовых отложений Западной Монголии нами привлечены новые материалы по Чуйской впадине Горного Алтая, изученной нами ранее [Девяткин, 1965]. Последующие исследования сотрудников МГУ (А.А. Свиточ, В.А. Ильичев, О.А. Куликов, С.С. Фаустов) опорных разрезов Чуйской впадины дали важные материалы по стратиграфии этих отложений, их палеомагнитную характеристику и ТЛ-датировки. Из пролювиальных отложений бекенской свиты известны сейчас *Hipparion* sp., *Bovidae*, *Rhinocerotidae* и *Elephantidae*. Палеомагнитные исследования показали, что бекенская свита имеет R-полярность и относится к эпохе Матуяма [Фаустов и др., 1971], лишь в ее верхней части зафиксирован N-эпизод с ТЛ-датировкой 910 ± 100 тыс. лет, который может соответствовать эпизоду Харамильо. Для нижних частей свиты получены ТЛ-даты 1200 ± 100 и более 1500 тыс. лет. Возраст основания бекенской свиты может оцениваться не менее чем в 2,5 млн. лет [Геохронология СССР, 1974].

Башкауская свита своей нижней (и большей) частью относится к эпохе Матуяма, имея R-намагниченность, а верхняя часть ее входит в эпоху Брунес, что подтверждается ТЛ-датами 560 ± 60 и 625 ± 71 тыс. лет [Свиточ и др., 1973], т.е. относится к нижнему плейстоцену.

Центральная Монголия (Долина Озер)

Эоплейстоценовые отложения здесь развиты в долинах рек, стекающих с Хангая; они представлены аллювиальными отложениями — бурыми ожелезненными хорошо окатанными галечниками с прослоями песков, линзами алевроитов и глин. В пределах Южно-Хангайского плато они образуют высокие (до 90 — 110 м) цокольные террасы по рекам Байдарагин-Гол, Нарин-Гол, Туин-Гол, Тацин-Гол. Мощность аллювия здесь не превышает 10—12 м. С выходом рек в Долину Озер террасы становятся аккумулятивными, их высота уменьшается до 40—60 м, а в центральных частях Долины эоплейстоценовые осадки перекрыты отложениями плейстоцена.

Стратотип свиты туин-гол был описан ранее в долине одноименной реки [Бадамгарав и др., 1975], где эоплейстоценовые отложения слагают 60-метровую террасу. Из этих отложений Г.Ф. Осборном [Berkey, Morris, 1927в] были определены *Equus* sp. и *Serridentinus florencei* (Osborn). Из верхов свиты Д. Дашзэвэгм были собраны остатки *Pentolophodon* cf. *sinensis*, *Dicerorhinus* cf. *etruscus*, *Carnivora* gen. ? и *Proboscideipparion* sp. Последний, по мнению В.И. Жегалло, относится к *H. houfeneuse*, известному из Шамара и Береговой. М.Л. Борисоглебской в верхах свиты найдена также *Ochotona* sp. Галечники свиты туин-гол на левом берегу р. Тацин-Гол (у бригады Цаган-Обо) залегают на глинисто-песчаных осадках нижнего — среднего плиоцена с соответствующей фауной. В стратотипе свиты ее нижняя часть имеет N-магнитность и может относиться к эпохе Гаусса, т.е. имеет возраст древнее 2,5 млн. лет.

Корреляция эоплейстоцена Монголии и сопредельных регионов

Все данные по биостратиграфии, палеомагнетизму и абсолютным (ТЛ и К—Аг) датировкам эоплейстоцена Монголии приведены на рис. 37, где показана их наиболее вероятная корреляция с эоплейстоценом юга Западной Сибири, Горного Алтая и Байкальского региона.

На юге Западной Сибири к эоплейстоцену в принятом нами объеме относится кочковская свита. Низы кочковской свиты относятся к эпохе Гаусса, а ее большая часть — к эпохе Матуяма [Поспелова и др., 1976]. В эоплейстоцене этого региона выделяются четыре фаунистических комплекса — бетекейский, подпуск-лебяжьиинский, кизихинский и раздолынский. Корреляция этих комплексов с восточноевропейской схемой дана в работах В.С. Зажигина [1980] и Э.А. Вангенгейм [1977 и др.], магнитостратиграфическая корреляция дана в работе Г.А. Поспеловой и других [1976]. Установлено, что бетекейский комплекс отвечает верхам молдавского, а подпуск-лебяжьиинский — халпровскому комплексу; кизихинский и раздолынский отвечают соответственно одесскому и таманскому, т.е. два нижних относятся к акчагылу, а два верхних — к ашперону схемы МСК.

В Рудном Алтае к эоплейстоцену отнесены отложения вторушкинской свиты [Чумаков, 1965; Девяткин, 1965], а также вышележащие бурые галечники. Эти

два горизонта содержат фауну мелких млекопитающих, характерных в целом для кочковской свиты [Зажигин, 1980].

В Горном Алтае большая часть бекенской свиты относится к эпохе Матуяма, а ее низы имеют N-намагниченность и могут уже относиться к эпохе Гаусса, т.е. быть древнее 2,5 млн. лет. Находка остатков Elephantidae подтверждает ее эоплейстоценовый возраст и дает основание для сопоставления бекенской и кочковской свит. Это подтверждается также ГЛ-датировками. Башкаусская свита своими низами относится к эпохе Матуяма и соответствует верхней части кочковской свиты.

В Монголии свита туин-гол отвечает, по-видимому, всему эоплейстоцену. Ее верхняя часть относится к эпохе Матуяма, а низы "уходят" в эпоху Гаусса. Находки Equus и Dicerorhinus в стратотипе свиты позволяют сравнивать эту часть разреза со средней частью кочковской свиты (подпуск-лебяжьи слои), откуда происходят наиболее ранние находки Equus и Dicerorhinus. В Забайкалье лошади (*E. ex gr. sanmeniensis*) появляются только в итанинском комплексе. Находка в стратотипе свиты туин-гол также *Hipparion houfenense*, сходного с гиппарионом из Шамара и Береговой, говорит о необходимости разделения этой свиты на несколько разновозрастных слоев.

По-видимому, эоплейстоценовые отложения Северной Монголии (с местонахождениями Орхон-1-2, Шамар, Бурал-Обо, Шара-Манхатай) должны занять более низкое стратиграфическое положение в общем разрезе эоплейстоцена Монголии. Они достаточно уверенно коррелируются с осадками, содержащими чикойский комплекс Забайкалья [Девяткин, Зажигин, 1974; Сотникова, 1976; Вангенгейм, 1977; Жегалло, 1978], а по палеомагнитным и радиологическим данным находятся в диапазоне 1,8 – 3,1 млн. лет.

В Забайкалье эоплейстоценовые отложения, благодаря детальным работам Э.А. Вангенгейм, М.А. Ербаевой, В.И. Жегалло и М.В. Сотниковой [1975], Д.Б. Базарова и других [1976], разделены на ряд фаунистических горизонтов. Палеомагнитные исследования ряда разрезов Забайкалья позволили З.Н. Гнибиденко и другим [1976] дать следующую биомагнитостратиграфическую характеристику эоплейстоценовых отложений Забайкалья. Нижняя пачка разреза Тологой с чикойским комплексом фауны имеет N-намагниченность (с одной переходной R-N зоной, как и в разрезе Бурал-Обо) и относится к эпохе Гаусса. Средняя пачка этого разреза с итанинским комплексом фауны относится к эпохе Матуяма (к верхней части, в диапазоне примерно 1,8 – 0,7 млн. лет). В верхах разреза средней пачки выявлено несколько узких N-эпизодов, отвечающих переходу к эпохе Брюнес. Верхи средней пачки разреза Тологой с тологойским комплексом фауны и верхняя пачка с элементами хазарской фауны относятся уже к эпохе Брюнес.

Очень интересный разрез эоплейстоцена был обнаружен на о-ве Ольхон на Байкале [Мац, Покатилов, 1976а, б, в]. Здесь на отложениях нижнего – среднего плиоцена (сасинская толща) с крицетидно-лагоморфным комплексом, сопоставленным с комплексом свиты хиргис-нур, залегает харандинская свита. Она представлена шоколадно-красноватыми делювиальными щебенистыми глинами, несогласно залегающими на подстилающих осадках. Фауна из этих отложений представлена цокорино-мимомисно-вилланийным комплексом, включающим *Sorex sp.*, *Ochotona sp.*, *Cricetulus sp.*, *Villanyia cf. petenyii* Mehely, *Mimomys coelodus* Kretzoi, *M. ex gr. hintoni*, *M. reidi*, *M. sp. (ex gr. pusillus* Newton.), *Prosiphneus praetingi* Teilhand. Эта фауна близка чикойскому комплексу Забайкалья и фауне Шамара. Важность этого разреза заключается в том, что он пока единственный на юге Восточной Сибири, где имеется непосредственный переход от фауны плиоцена к эоплейстоцену. Палеомагнитные исследования харандинской свиты [Гнибиденко, Адаменко, 1976] показали, что ее верхняя часть, содержащая фауну чикойского комплекса, имеет N-намагниченность и относится к эпохе Гаусса, предположительно к ее нижней части в диапазоне около 2,90 – 3,32 млн. лет. Отложения сасинской свиты с фауной среднего плиоцена имеют также N-намагниченность и отнесены к 5-й зоне палеомагнитной шкалы Кокса. Это хорошо согласуется с биомагнито-стратиграфической интерпретацией, проведенной нами для опорного разреза Хиргис-Нур-2 в Монголии.

В Прибайкалье благодаря новым палеонтологическим материалам [Адаменко, 1975, 1976] было уточнено положение "ангинского аллювия" (по Н.А. Логачеву), или ангинской свиты (по О.М. Адаменко). В верхах разреза Малые Голы была об-

наружена фауна среднего эоплейстоцена, отвечающая раздольнинскому комплексу Западной Сибири или позднетаманской фауне Восточной Европы: *Ochotona* sp., *Citellus* sp., *Pliopygerethmus* ex gr. *brachidens*, *Plioscirotopoda* sp., *Villanyia* ex gr. *chinensis*, *Mimomys* (*Microtomys*) cf. *pusillus*, *M.* (*Cromeronys*) ex gr. *newtoni*, *Clethrionomys* ex gr. *rutilus*, *Lagurodon* cf. *praepannonicus*, *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus*, *Microtus* ex gr. *brandtioides*, *Prosiphneus* ex gr. *praetingi*. В средней и нижней частях этого же разреза обнаружена фауна, близкая подпуск-лебяжьиному комплексу Западной Сибири и ханровскому комплексу Восточной Европы: *Leporinae* gen., *Ochotona* sp., *Citellus* sp., *Cricetulus* sp., *Villanyia* *angensis* sp. nov., *V.* cf. *steklovi* Zash., *Mimomys* *pliocaenicus* F. Major, *M.* ex gr. *coelodus*, *M.* ex gr. *newtoni*, *M.* *reidi* Hinton, *Clethrionomys* ex gr. *rutilus*, *Prosiphneus* ex gr. *praetingi*, *Lemmini* gen.

Палеомагнитные исследования [Гнибиденко и др., 1976] показали, что большая часть разреза Малые Голы относится к эпохе Матуяма, а самые низы имеют N-намагниченность и могут относиться к эпохе Гаусса или же отвечать N-эпизоду (Олдувей?) в эпохе Матуяма. Подтокская свита Прибайкалья, представленная в основном красноцветными и бурозветными пролювиально-делювиальными образованиями, охарактеризована полевковой (микротидной) фауной, состоящей исключительно из корнезубых полевок родов *Villanyia* и *Mimomys*. Она относится к подпуск-лебяжьиному комплексу Западной Сибири [Адаменко и др., 1976]. Палеомагнитные исследования позволили отнести ее к началу эпохи Матуяма (в диапазоне около 1,8 – 2,43 млн. лет).

Расчленение позднечетвертичных и раннеантропогенных отложений Северного Китая, как показано в ряде работ [Равский и др., 1965; Вангенгейм и др., 1966; Равский, 1972; Вангенгейм, 1977], представляет большие трудности вследствие недостаточной разработанности стратиграфии и нечеткой привязки в разрезах палеонтологических находок. К эоплейстоцену Северного Китая (в принятых нами рамках) относятся осадки нижнесаньменьской серии, представленной красноватыми глинами, песками и алевритами. Они соответствуют зоне В. серии *reddish clays*, по Тейяру и Яну (Teilhard, Joung, 1931) или зоне III, по Тейяру и Трассеру [Teilhard, Trassaert, 1937]. Этим зонам соответствует так называемая нижэваньская фауна, которую китайские исследователи сопоставляют с фауной виллафранка Европы.

К построению общей биомагнитостратиграфической шкалы плиоцена и эоплейстоцена Южной Сибири и Монголии

Проведенная корреляция плиоценовых и эоплейстоценовых отложений, основанная на биостратиграфических, палеомагнитных, литофациальных данных и частично биологических и термолюминесцентных датировках, позволяет наметить общую биомагнитостратиграфическую шкалу и геохронологию биостратиграфических горизонтов плиоцена и эоплейстоцена (рис. 36, см. вкл.).

1. Понту в Южной Сибири и Монголии соответствуют осадки павлодарской, низов свиты хиргис-нур, низов кызылгирской и сасинской свит, которые повсеместно охарактеризованы развитой гиппарионовой фауной. По палеомагнитным данным они относятся к эпохам 5 – 6 шкалы Кокса и, таким образом, могут иметь возраст от 5 млн. лет и древнее; нижний предел четко не установлен, он возможен на рубеже 7 млн. лет.

2. Киммерию соответствует яровская свита Западной Сибири, вероятно, верхи кызылгирской свиты Горного Алтая, верхняя часть пачки А и пачки Б свиты хиргис-нур Монголии, большая часть сасинской свиты о-ва Ольхон. Этот горизонт содержит позднегиппарионовую фауну, разнообразную фауну пресноводных моллюсков, харофитов, остракод. По палеомагнитным данным он относится к эпохе Гильберта и, таким образом, имеет вероятный диапазон абсолютного возраста от 3,2 до 5 млн. лет.

3. Акчагылу (нижнему эоплейстоцену принятой нами схемы) соответствует большая часть кочковской свиты с бетекейским и подпуск-лебяжьиным комплексами фауны, низы бекенской свиты Горного Алтая, низы свиты туин-гол и местонахождения группы Шамар в Монголии с чикойским комплексом фауны. В Забайкалье однообразные отложения представлены чикойской свитой, нижней частью харандинской

свиты о-ва Ольхон, подтоксской и ангинской свитой Прибайкалья. По палеомагнитным данным низы этого горизонта (с бетекейским – чикойским комплексом фауны) относятся к эпохе Гаусса и имеют вероятный возраст от 3,2 до 2,4 млн. лет. Верхняя часть этого горизонта (с подпуск-лебяжбинским комплексом фауны и его аналогами) отвечает нижней части эпохи Матуяма в диапазоне 2,4 – 1,8 млн. лет – до эпизода Олдувей. Таким образом, эта верхняя граница, рекомендованная XXIV Международным геологическим конгрессом в качестве официальной границы подошвы антропогена, проходит внутри достаточно однородных в литофациальном отношении толщ – кочковской, бекенской, туин-гол, чикойской и харандинской свит. Она может быть установлена только биостратиграфическими и палеомагнитными методами.

4. Апшерону отвечают самые верхи кочковской свиты (с кизихинским и раздольнинским комплексами), самые верхи бекенской и нижняя часть башкаусской свит Горного Алтая, верхи свиты туин-гол Монголии, верхние слои ангинской и харандинской свиты Прибайкалья и о-ва Ольхон, а также отложения с итандинским комплексом фауны Забайкалья. Палеомагнитные данные, местами подкрепленные ТЛ-датировками, позволяют оценить абсолютный возраст этого горизонта в диапазоне от 1,8 до 0,7 млн. лет.

Естественно, что приведенные корреляции требуют дальнейших уточнений как в своей биостратиграфической, так и палеомагнитной части. Важно также получить дополнительные К–Аг и ТЛ-датировки, хотя их возможности на пределах диапазона "работы" этих методов в настоящее время вызывает к ним осторожное отношение. Тем не менее предлагаемая схема корреляции, основанная на комплексе "назависимых" методов, примененных большой группой исследователей, представляется нам в настоящее время наиболее вероятной.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Основные факторы и особенности плейстоценового осадконакопления

Вопросы плейстоценового осадконакопления Внутренней Азии были освещены в ряде работ по отдельным регионам – Алтаю, Саянам, югу Восточной и Западной Сибири, Прибайкалью и Забайкалью и в меньшей степени Монголии и Северному Китаю. Эти регионы значительно отличаются между собой в геоморфологическом, климатическом и ландшафтном отношении как в настоящее время, так и в плейстоцене. Это определило разный – ведущий тип осадконакопления, преобладание разных генетических типов осадков, формировавшихся в течение плейстоцена в разных регионах Внутренней Азии. Соответственно и стратиграфические схемы этих регионов разрабатывались преимущественно для того или иного ведущего генетического комплекса осадков – ледникового (Алтай, Саяны), флювиального (юг Западной и Восточной Сибири, Забайкалья), лёссового (Северный Китай) и т.д. Общие вопросы истории плейстоценового осадконакопления Внутренней Азии были освещены в работах Э.М. Мурзаева [1952], В.М. Сеницына [1962], Э.И. Равского [1972]. Монголия, занимающая срединное положение на Азиатском континенте, по разработке проблем плейстоценового осадконакопления и палеогеографии еще отстает от сопредельных регионов нашей страны, хотя отдельные вопросы стратиграфии и палеогеографии разбирались в работах В.А. Обручева, Э.М. Мурзаева, Н.А. Маринова, а в последние годы в публикациях А.В. Спиркина, В.Э. Мурзаевой, Т.В. Николаевой, В.Ф. Шувалова, А.В. Кожевникова, Н.А. Кориной, Н.П. Сырнева, В. Слованьского, Е.И. Селиванова, наших и др. Особо надо отметить монографии "Геокриологические условия Монгольской Народной Республики" [1979] и "Геология МНР" [1973], а также "Карту четвертичных отложений МНР" [1979] масштаба 1 : 1 500 000.

Определяя ведущие факторы плейстоценового осадконакопления, мы согласны с Э.И. Равским, считавшим, что рельеф и климат решающим образом определяют тип плейстоценового литогенеза Внутренней Азии. Если для палеогена, неогена и в определенной степени для эоплейстоцена ведущим фактором, определившим размещение, состав, мощности и фациально-генетические особенности отложений,

являлась их структурно-геоморфологическая позиция, то для плейстоцена ведущим фактором, безусловно, становится климат. Значительные климатические изменения, особенно проявившиеся в плейстоцене, "наложенные" на уже сформированный в своих основных чертах разнообразный рельеф, привели к образованию нового комплекса отложений. Он отличается как появлением совершенно новых типов осадков (ледниковых, водно-ледниковых, флювиогляциальных), так и значительным изменением лито-фациальных черт других генетических типов (аллювиальных, озерных), связанных с проявлением мерзлотных, перигляциальных процессов, обусловленных неоднократно колебаниями (похолоданиями и потеплениями, увлажнением и аридизацией) климата плейстоцена.

Сложность геоморфологического строения Монголии — наличие высокогорных хребтов, глубоких впадин, выровненных плато и равнин; большой "размах" абсолютных высот, достигающих почти 4000 м; широтная и высотная зональность ландшафтов — определила сложный ход плейстоценового осадконакопления как в пространстве, так и во времени, дала очень пеструю картину сочетания различных генетических типов и фаций осадков.

Поэтому для разработки стратиграфии плейстоценовых отложений Монголии прежде всего необходимо выделить основные геоморфологические области с ведущим типом осадконакопления. Первая такая схема районирования была предложена нами ранее [1970, 1972]. Естественно, что в каждой из выделяемых областей, кроме ведущего процесса, определявшего основной тип осадконакопления, происходили и другие процессы, но их роль была подчиненной. Поэтому разработка стратиграфии плейстоцена в разных областях ведется главным образом по основному типу (или комплексу типов) осадков. При переходе от одной области к другой наблюдается пространственное замещение одного типа осадконакопления другим. Это дает возможность прямых геологических корреляций между разными областями. Приводимые палинологические данные для разных областей плейстоценового осадконакопления позволяют определить климатические особенности выделенных стратиграфических подразделений в разных зонах и наметить общий ход климатических изменений в плейстоцене. Радиологические, ТЛ-датировки и палеомагнитные данные служат целям контроля возраста и увязки с общей шкалой плейстоцена.

На территории Монголии выделяются следующие области, для которых ниже дается стратиграфия плейстоцена.

1. Области высокогорных хребтов, подвергавшихся древнему оледенению, оставившему комплекс ледниковых образований.

2. Области средне-, низкогорных хребтов и предгорий, с преобладанием комплекса склоновых, преимущественно пролювиальных отложений.

3. Области крупных межгорных впадин, с преобладанием комплекса преимущественно озерных и аллювиальных отложений.

4. Области крупных речных долин Северной Монголии с комплексом аллювиальных отложений.

Естественно, что подробно рассмотреть стратиграфию плейстоцена для всей территории Монголии, составляющей более 1,5 млн. км², в этой работе не представляется возможным. Поэтому целесообразно для каждой из выделяемых областей наметить общие принципы, подтвердив их наиболее типичными примерами стратиграфического расчленения.

Области высокогорных хребтов, подвергшихся древнему оледенению

Вопросам древнего оледенения Монголии посвящено значительное количество работ Г.Н. Потанина, Д.А. Клеменца, В.А. Обручева, В.В. Сапожникова, А.Х. Иванова, Э.М. Мурзаева, Н.Т. Кузнецова, Е.И. Селиванова, В.Э. Мурзаевой, Н.А. Маринова, А.В. Кожевникова, Т.В. Николаевой, И. Гране, Ф. Морриса, В. Слованьского, Э. Рутковского и др. В них дается распространение оледенения, приводятся признаки его многократности, описываются древнеледниковые формы рельефа и т.д. Естественно, что общую проблему древнего оледенения Монголии нельзя рассматривать вне концепций "ледниковой" стратиграфии, выработанных в сопредельных районах нашей страны, — в горах Южной Сибири, хотя и там до сих пор имеются разногласия по вопросам количества, возраста и распространения ледниковых горизонтов.

Распространение ледниковых отложений в Монголии связано с четырьмя основными центрами древнего оледенения: 1) высокогорными хребтами Монгольского Алтая; 2) хребтами Хангайского нагорья; 3) хребтами Прихубсугуль; 4) Центральным Хэнтээм (рис. 37, см. вкл.). Его масштабы, как показало детальное изучение ледниковых районов с применением аэрофото- и крупномасштабных топокарт, были значительно меньшими, чем предполагалось ранее [Маринов, 1954; Селиванов, 1972; и др.]; это отражено на "Карте четвертичных отложений МНР" [1979]. Площадь современного оледенения МНР оценивается от 328 [Селиванов, 1972] до 660 км² [Иванов, 1949], первая цифра более реальна.

Морфология древнего оледенения определялась ороклиматическими особенностями территории. В отличие от оледенения более северо-западных и северных районов гор Южной Сибири оледенение в Монголии имело более простые формы, развивалось по типу долинного и карового. Лишь в Монгольском Алтае и в Северном Прихубсугуле существовали небольшие ледники подножий, сливавшиеся из отдельных долинных ледников, выходявших из трогов. Особо следует отметить своеобразные ледники плоских вершин, формировавшихся на высоко приподнятых останцах поверхности выравнивания. Реликты такого оледенения сохранились и сейчас в Монгольском Алтае — горы Цаст-Ула (4213 м), Душин-Ула (3863 м), Мунх-Хайрхан-Нуру (4231 м) и др.

Проблема множественности оледенения в стратиграфии ледниковых отложений в Монголии, как и в горах Южной Сибири, решается достаточно сложно. Основным методом расчленения ледниковых горизонтов является геоморфологический, основанный на соотношении экзарационных форм — трогов и каров (их вложений, срезающих, разновысотном положении и т.д.), а также разной степени сохранности ("свежести") коррелятных им ледниково-аккумулятивных форм, главным образом морен. Такая методика дает возможность создания "относительной" стратиграфии, выделения последовательности ледниковых горизонтов [Асеев, Маккаев, 1976]. Определение их самостоятельности или стадильности часто бывает затруднено отсутствием межледниковых отложений. Хотя, надо отметить, что само понятие "межледниковья" и характер его климата в горных районах безусловно должны отличаться от стандартов, выработанных для равнинных территорий Европы и Западной Сибири.

Одним из признаков разновозрастности морен горных оледенений является степень денудированности их поверхности, т.е. характер выраженности и сохранности мезо- и микроформ "ледникового рельефа". Методика расчленения горных морен по комплексу литолого-геоморфологических признаков довольно давно применяется в горных районах Северной Америки и Европы [Флинт, 1963]. В горах Советской Азии, и особенно в Алтае-Саянской области, многие исследователи отмечали неодинаковую сохранность рельефа морен разновозрастных оледенений. Для Чуйской впадины и других районов Алтая и Тувы на разный характер выраженности моренного рельефа средне- и позднелеистоценовых оледенений указывали Ю.П. Селиверстов [1959], Е.Н. Шукина [1960], Л.Д. Шорыгина [1960], Н.А. Ефимцев [1961], Е.В. Девяткин [1965], И.С. Чумаков [1965], П.А. Окишев [1976].

В работах по Монгольскому Алтаю также указывается на неодинаковый характер рельефа разновозрастных морен [Сапожников, 1911; Станö, 1910]. А.Х. Иванов [1949, 1953а] выделяет по р. Саксай три морены, из которых первая (наиболее древняя) морфологически резко отличается от второй и третьей. Древняя морена уплотненная, бурая, с развитой на ней почвой; в составе ее преобладают супеси с крупными сильно выветрелыми с поверхности валунами. Более молодые морены сложены серым и синевато-серым супесчаным материалом со значительным количеством окатанных валунов. В массиве Тургени-Ула также выделяются морены трех возрастных генераций — "рисская" и две "вюрмских". Для "рисской" морены характерны значительная степень денудированности, сглаженный рельеф, выветрелось валунов [Rutkowski, 1970]. Подобные примеры приводятся и в других работах.

Таким образом, по-видимому, 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] при изучении морен Монгольского Алтая была сделана попытка применить методику, опробованную в горах Пакистана [Porter, 1970]. В Западной Монголии было изучено два опорных района развития ледниковых отложений — Верхнеобдинская впадина и восточные предгорья хребта Чихачева.

Морены Монгольского Алтая по рельефу четко делятся на две генерации (рис. 38 – 39) – древние слабоволнистые равнины, в небольшой степени освоенные эрозией, и молодые бугристо-западинные морены с четкими дугами нескольких стадияльных и боковых морен, с мелкими озерками, не спущенными эрозией, и крупными озерами (реликтами цунговых бассейнов). На этих двух типах морен было заложено 20 площадок (по 100 м²); на них провели следующие подсчеты: 1) число валунов диаметром 0,5 м и более; 2) соотношение гранитных и негранитных валунов; 3) число расколотых валунов; 4) объем части валунов, погруженной в мелкозем (в процентах).

На поверхности древней морены преобладают хорошо и средне окатанные гранитные валуны диаметром 0,5 – 1,0 м. Поверхность валунов сильно выветрелая, "шершавая", с мелкими углублениями и крупными ячеями, с выступающими над поверхностью до 0,5 – 1,0 см прожилками кварца. Валуны довольно глубоко погружены в грунт, представленный дресвой и щебнем сланцев с включением мелких глыб, главным образом негранитоидных пород.

Поверхность молодых морен резко отличается от описанной. Бросается в глаза сильная "завалуненность" морен, большая доля негранитных, главным образом сланцевых валунов. Очень много здесь мелких (0,3 – 0,4 м) валунов, среди крупных же преобладают валуны около 1 м и более в диаметре. Наряду с этим встречаются блоки 2 – 3 м в поперечнике, которые практически отсутствуют на древних моренах. В сравнительно больших количествах попадаются треснувшие валуны. Поверхность валунов обычно свежая, реже неровная, с мелкими выступающими бугорками, но почти без дефляционных углублений, которые были отмечены лишь для самых крупных (более 1 – 2 м) блоков пород. Меньшее развитие имеют железистые десквамационные корки на поверхности валунов. Глубина погружения валунов в грунт намного меньше, чем на древних моренах.

Подсчет средних значений полученных показателей дает совершенно четкое представление о различиях поверхности древних и молодых морен (по 20 площадкам 100 м²).

Такое резкое морфологическое отличие поверхности разновозрастных морен связано прежде всего с сильным воздействием экзогенных процессов в межледниковый период и в течение более поздних оледенений. Это отразилось в первую очередь на крупных и средних валунах, лежащих на поверхности, – их растрескивании, разрушении, особенно для валунов сланцевого состава. В результате этого на поверхности древних морен образовался чехол из дресвяно-щебенистого материала, который делювиально-солифлюкционными процессами был вовлечен в медленное движение на склонах моренных холмов и гряд, что привело к заполнению впадин и выполаживанию первичных неровностей холмисто-моренного рельефа. Все это способствовало уменьшению общей "завалуненности" поверхности древних морен.

Естественно, что примененная методика позволяет подойти лишь к определению относительного возраста морен. Однако этот метод может быть ведущим для корреляции разных моренных горизонтов во всем Алтае-Саянском регионе, Монгольском Алтае и Хангае. Разная морфология морен, безусловно, говорит о значительном временном интервале между их образованием, который вполне может отвечать рангу межледниковья.

Очень показательны также соотношения в рельефе и пространстве этих двух комплексов морен:

	Древняя морена	Молодая морена
Среднее число валунов (> 0,5 м)	7	38
Среднее содержание (%)		
гранитов	94	55
выветрелых валунов	87	46
Треснутых валунов	16	26
Объем погруженной в мелкозем части валуна (%)	20–90	0 – 30

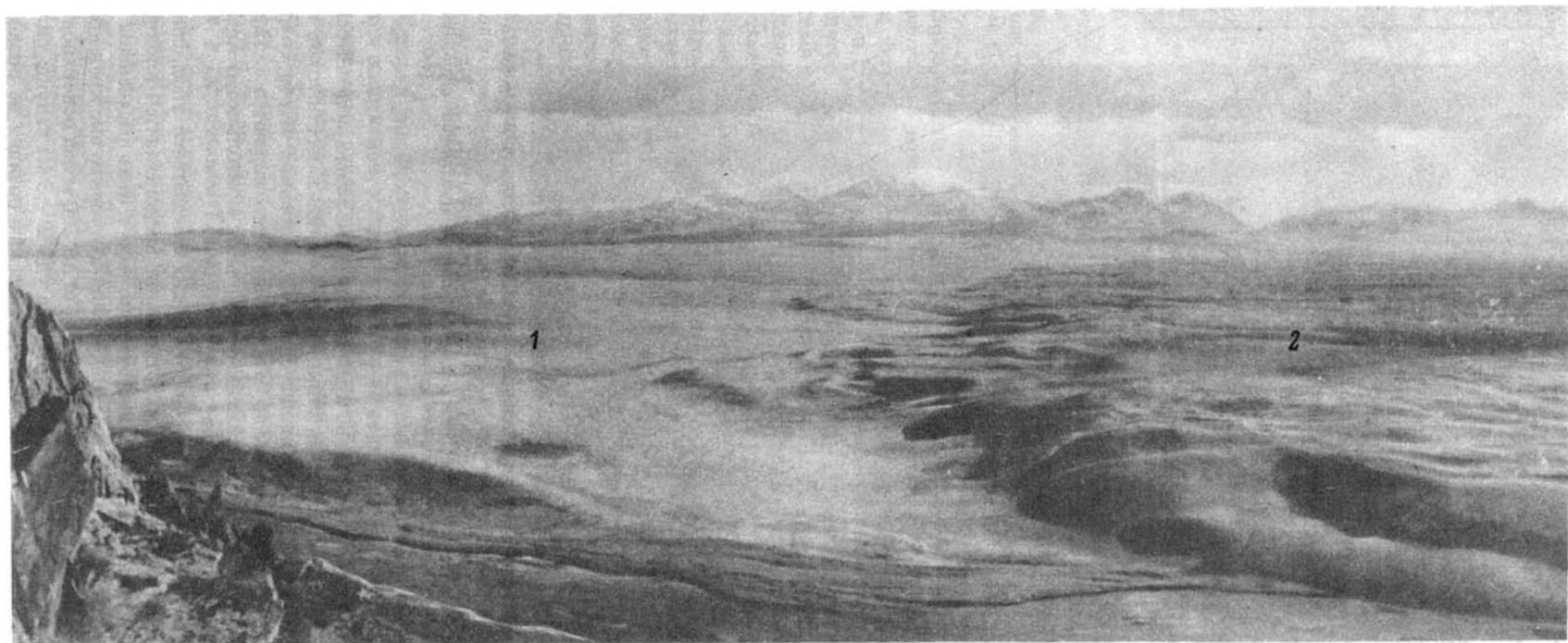


Рис. 38. Соотношение моренных комплексов с разной степенью денудированного рельефа среднего (1) и верхнего (2) плейстоцена в верховьях р. Кобдо, Монгольский Алтай.

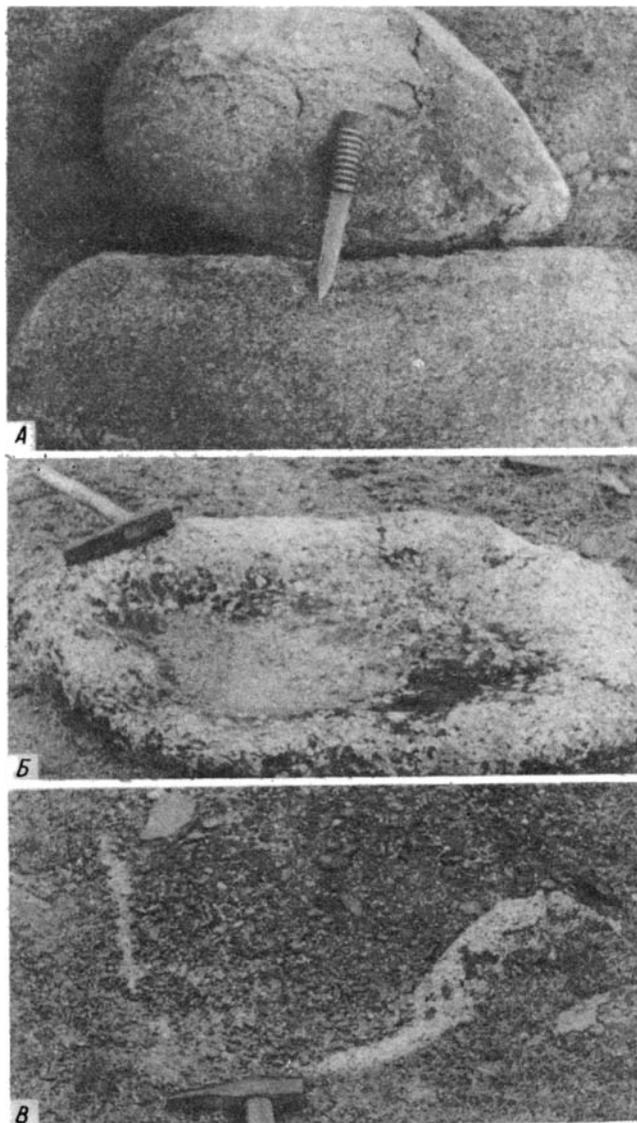


Рис. 39. Стадии разрушения валунов на поверхности среднеплейстоценовой морены, Монгольский Алтай

А – образование десквамационной корки и раскалывание валуна; *Б* – “срезание” валуна до уровня поверхности морены; *В* – погружение валуна в морену и засыпание его щебенистым материалом, возникшим от разрушения сланцевых валунов

Древняя морена расположена вне края конечных молодых морен. Последние налегают на нее, расчленяя ложбинами стока флювиогляциальных потоков 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 ряде мест Монгольского Алтая, в массивах Тургени-Ула и Хархира-Нуру (рис. 40).

Таким образом, по ряду геоморфологических показателей выделение двух разновозрастных комплексов моренных отложений представляется вполне правомочным. Однако эти комплексы, в свою очередь, могут быть расчленены еще на ряд моренных горизонтов. Так, в Верхнекобдинской котловине вне края древней морены на отдельных останцовых горках, на высоте до 200 м над поверхностью древней морены, нами наблюдались отдельные крупные (до 2 – 3 м) валуны, сильно десквамированные с поверхности. Их геоморфологическая позиция не позволяет связы-

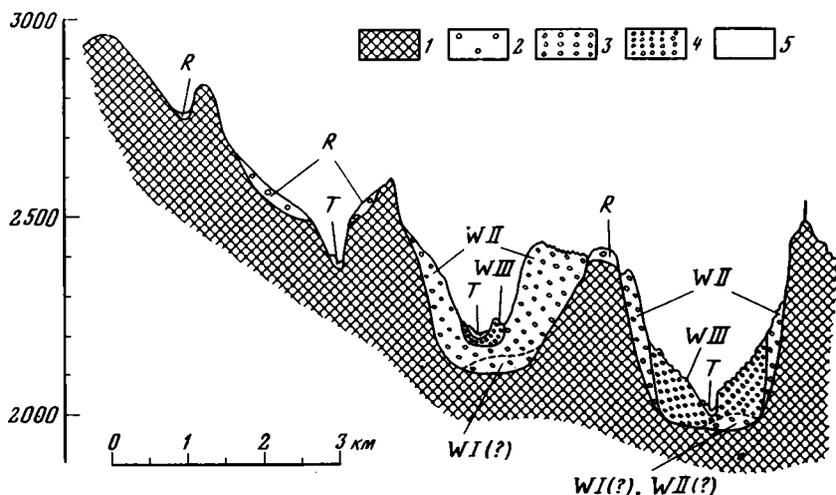


Рис. 40. Схематический геологический профиль через долины рек Хархира-Гол и Бага-Гол в массиве Хархира-Ула, по Э. Рутковскому [Rutkowski et al., 1973]:

1 — докайнозойские породы; моренные комплексы: 2 — среднего плейстоцена (R), 3-4 — трех стадий или оледенений верхнего плейстоцена (W_I – W_{III}); 5 — флювиальные галечники вложенных террас (T)

вать их распространение с древней мореной, а заставляет считать остатками какой-то еще более ранней морены. Такие же эрратические валуны были встречены нами совместно с Ю.П. Селиверстовым вне края древней морены на южных подножиях хребта Мунгун-Тайга в подобной же геоморфологической ситуации.

Разрезы древней морены по р. Бухей-Муурен у подножия хребта Чихачева показывают ее весьма сложное строение. Здесь мощная (до 50–60 м) сероцветная толща состоит из пачек валунных галечников, чередующихся с прослоями песков и гравийников. Местами в нее включены линзы моренного материала. Этот разрез весьма напоминает известные разрезы Чаган-Узун, Кубадру на Горном Алтае и показывает сложность строения этой древней морены. Приведенные факты позволяют ставить вопрос о разделении древней морены по крайней мере на два отдельных горизонта, хотя их стратиграфический ранг еще не ясен.

Молодые морены образуют в долинах Монгольского Алтая три — пять стадийных комплексов. Число их в разных долинах неодинаково, с ними связаны небольшие подпрудные озера с осадками ленточных глин. Обычно одна из этих стадийных морен повсеместно выражена наиболее четко. Местами удается наблюдать, как она перекрывает нижележащие флювиогляциальные или озерные отложения. Это дает основание предполагать ее формирование при наступлении ледника и рассматривать в качестве морены самостоятельного оледенения или крупного мегастадиала [Девяткин, 1965].

Таким образом, для Монгольского Алтая можно говорить о существовании двух крупных эпох оледенений, каждая из которых еще разделяется на два мегастадиала (или самостоятельных оледенений) с рядом более мелких стадий.

Эта "ледниковая схема" Монгольского Алтая вполне согласуется с материалами, полученными по Горному Алтаю [Фаустов и др., 1971; Окишев, 1976; и др.; Свиточ и др., 1973] (рис. 41). Комплекс отложений "максимального оледенения" в опорном разрезе Чаган-Узун в настоящее время разделен на два горизонта. Нижние ("катунские") галечники с ТЛ-датировкой — 476 ± 51 тыс. лет, с N-полярностью отнесены к нижнему плейстоцену. В разрезе Кызыл-Чин "максимальная" морена с развитой на ней бурой (межледниковой?) почвой также отнесена к нижнему плейстоцену с ТЛ-датой 380 ± 43 тыс. лет [Геохронология СССР, 1974].

К среднему плейстоцену по разрезу Чаган-Узун отнесены четыре моренные пачки в диапазоне ТЛ-датировок 266 ± 30 и 145 ± 13 тыс. лет, разделенные ленточными супесями и галечниками. Нижняя из ТЛ-датировок соответствует Чаганскому (R) эпизоду. Поверхность водораздела рек Чаган и Чаган-Узун, где изучен этот опорный разрез, имеет такой же "денудированный рельеф" морены, как описан

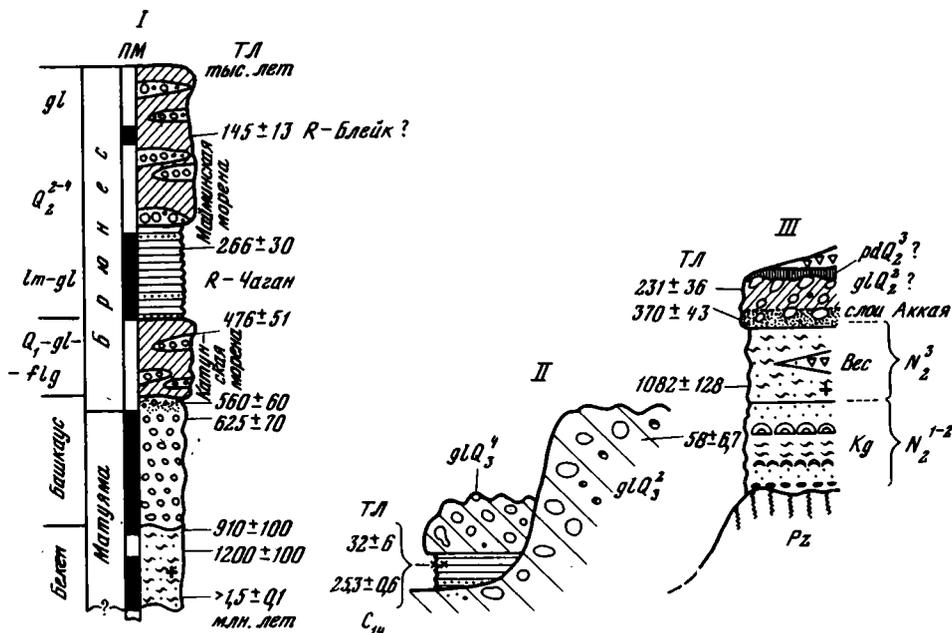


Рис. 4]. Опорные разрезы позднелегеновых и антропогеновых отложений Горного Алтая с палеомагнитными и термолюминесцентными данными [по Свиточ и др., 1978], интерпретация автора I — Чаган; II — Кызыл-Маны; III — Кызыл-Чин

нами выше, и такое же геоморфологическое положение. Поэтому оправданным будет сопоставление верхней части чаганского разреза с древней денудированной мореной Монгольского Алтая, что дает основание относить ее к среднему плейстоцену.

Сложное строение среднеплейстоценового комплекса ледниковых отложений Горного Алтая подчеркивалось нами ранее [1965]. Детальные исследования разреза Чаган, приведенные выше, и исследования в других районах (долина рек Чуи и Катунь), проведенные П.А. Окишевым, позволяют ставить вопрос о разделении этого комплекса на ряд горизонтов, вероятно, с выделением тех же подразделений, что и для ледниковых районов Западной и Восточной Сибири (самаровского и тазовского).

Позднеплейстоценовое оледенение Горного Алтая разделялось нами [1965] на два горизонта, соответствующих первому и второму постмаксимальным оледенениям. Морфология рельефа морен, их геоморфологические соотношения, масштабы развития и т.д. показывают их полную аналогию с двумя моренными комплексами верхнего плейстоцена Монгольского Алтая.

Возраст первого постмаксимального оледенения Горного Алтая определяется в настоящее время путем корреляции палеомагнитных и ТЛ-датировок с верхами краснодубровекой 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 от 50 до 130 тыс. лет, т.е. соответствовать зырянскому оледенению Западной Сибири. Расчленение этого горизонта на отдельные стадии, хотя и выраженные геоморфологически, — дело дальнейших исследований.

Второе постмаксимальное оледенение Горного 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 — со C_{14} — $25,3 \pm 0,6$ тыс. лет и ТЛ — 32 ± 6 тыс. лет [Свиточ и др., 1978]. Расчет, проведенный П.А. Окишевым для времени накопления подморенных озерных ленточных глин, позволил определить время формирования этой стадияльной морены в диапазоне 21 — 22 тыс. лет, что отвечает главной фазе сарпанского оледенения Сибири [Кинд, 1974]. Конечная морена второго постмак-

симального оледенения, лежащая ниже по долине р. Чагана, по расчетам П.А. Окисева, может иметь возраст около 30 тыс. лет.

В Хангае следы древнего оледенения описаны в работах М.В. Певцова, Д.А. Клеменца, П.К. Козлова, А.В. Кожевникова, Н.А. Маринова, Е.И. Селиванова, Н.А. Кориной. Здесь так же, как и в Монгольском Алтае, выделяются два разновозрастных ледниковых комплекса — древняя денудированная морена и молодая, с серией стадияльных валов отступления. Проведенные В.Э. Мурзаевой подсчеты валунов и их сохранности на поверхности этих морен показали такие же различия морен, как и в Монгольском Алтае. Наиболее молодой — третий ледниковый комплекс выражен в карах хребта Тарбагатай и Хангай. Местами вне края древней морены наблюдаются отдельные эрратические валуны, которые могут рассматриваться как фрагменты наиболее древнего (первого среднеплейстоценового) ледникового горизонта [Кожевников и др., 1970]. Древнее оледенение сопоставляется обычно с казахским оледенением Тувы; оно носило местами полупокровный характер, занимая выравненные водоразделы Хангай и спускаясь долинными ледниками в верховья рек.

Н.А. Кориной и другими [1974] получены материалы по межледниковым отложениям, разделяющим две верхнеплейстоценовые морены. В верховьях р. Чулуту, по ручью Арцит-Гол ими был исследован разрез, состоящий из двух моренных пачек и разделяющих их межморенных песков и галечников. Е.А. Мальгина выделила в этом разрезе четыре палинозоны. Нижняя морена (зона I) отличается очень низким содержанием древесных пород (8 — 5%), при господстве пыльцы полыней, злаков, *Sanguisorba*, *Spiraea*, *Thalictrum*, *Compositae*. Межморенные отложения содержат в основании (зона IIa) максимум древесных (до 24%), с преобладанием пыльцы лиственницы (до 80%), меньше сосны, ели, ольховника, ивы. Состав пыльцы недревесных более богатый — *Lonicera*, *Liliaceae*, *Ribes*, много осок и злаков, полыней. В средней части межморенных отложений (зона IIб) пыльцы древесных меньше (до 11%), по-прежнему преобладает лиственница (50 — 68%), наблюдается максимум пыльцы сосны (33%); разнообразна пыльца травянистых, здесь отмечен максимум пыльцы *Thalictrum* и *Caryophyllaceae*. В самых верхах межморенных отложений (зона III) количество пыльцы древесных снижается, преобладает пыльца березы (до 56%), меньше лиственницы (до 20%), появляется пыльца вяза; состав пыльцы трав и кустарников более бедный, чем в зоне II.

В верхней морене (зона IV) пыльца древесных уменьшается до 4 — 8%, представлена березой (34%), главным образом кустарниковых форм, сосной (33%), лиственницей (15%). Среди недревесных преобладают полыни и злаки. В основании морены имеется пыльца широколиственных пород, вероятно, переотложенная. Сравнение палиноспектров межморенных отложений со спектрами поверхностных проб этого района показало, что в период их накопления облесенность территории была больше современной и значительно разнообразнее.

Верхнеплейстоценовые оледенения в Тарбагатае и Хангае носили долинный характер. Четкие ледниковые комплексы конечных и нескольких стадияльных морен хорошо выражены в верховьях притоков р. Идэр (реки Яматын-Гол, Тэгшин-Гол и др.), а также в верховьях рек Дзабхана (р. Шара-Ус-Гол), Байдарагин-Гол, Тамира.

В Северной Монголии оледенение было наиболее широко развито в горах Западного Прихубсугулья. Здесь А.И. Спиркин [1970] выделяет две ледниковые эпохи — средне- и верхнеплейстоценовую. Отложения первой сохранились в виде эрратических валунов на низких водоразделах (вне ледникового комплекса верхнечетвертичного оледенения), остатков сильно "денудированных" морен. Верхнеплейстоценовые оледенения, как в Хангае и на Монгольском Алтае, представлены комплексом конечных, стадияльных и боковых морен, залегающих в троговых долинах и лишь местами выходящих в Дархатскую и Хубсугульскую впадины. Крупный долинный ледник, образованный ледниками боковых притоков, спускался по долине р. Тэнгесин-Гол (верховье р. Енисей) на запад.

В результате ледникового подпруживания в Дархатской впадине в верхнем плейстоцене было образовано приледниковое озеро, четкие следы которого в виде аккумулятивных террас и абразионных уступов хорошо выражены в рельефе [Спиркин, 1970; Десяткин и др., 1973]. Подобные приледниковые бассейны были довольно широко распространены в межгорных впадинах Алтае-Саянской горной области

в районах распространения древнего оледенения [Попов, 1962; Девяткин, 1965]. Два разновозрастных ледниковых комплекса выделяются в Восточном Прихубсугулье [Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР, 1976].

В Хэнтэ древнее оледенение было описано Г. Гранэ, М.А. Усовым, В.А. Обручевым, И.А. Молчановым. Оно имело очень небольшие размеры, захватывало наиболее высокогорные массивы Центрального Хэнтэ и относилось к долинному и каровому типу. Е.И. Селиванов [1972] в ряде долин Хэнтэ выделяет до трех комплексов разновозрастных морен, отличающихся степенью денудированности поверхности.

Заканчивая обзор распространения древнего оледенения в основных горных районах Монголии, важно подчеркнуть, что намеченное стратиграфическое расчленение на два крупных разновозрастных комплекса выдерживается достаточно хорошо. Для лучше изученных районов Алтая можно говорить о разделении более древнего комплекса на два горизонта. При этом первый ледниковый горизонт, судя по приведенным ТЛ-датировкам, по-видимому, относится к нижнему плейстоцену. Второй сложнопостроенный горизонт состоит из нескольких стадийных слоев, относится к среднему плейстоцену.

Верхнеплейстоценовый комплекс ледниковых отложений также делится на два горизонта. Первый, состоящий из двух-трех стадийных слоев, соответствует, скорее всего, зырянскому горизонту Сибири, а второй, выраженный только в наиболее высокогорных районах, отвечает сартанскому горизонту, для которого характерны многочисленные стадийные слои.

Некоторые вопросы изучения многолетней мерзлоты в Монголии

Проблема распространения многолетней мерзлоты, ее развития в геологическом прошлом теснейшим образом связана с проблемой древнего оледенения. Однако до недавнего времени для территории Монголии эти вопросы были почти не исследованы; имелись лишь отдельные публикации, главным образом касающиеся распространения многолетнемерзлых пород. Наиболее полные материалы приведены в монографии "Геокриологические условия Монгольской Народной Республики" [1974]. При сравнении схемы древнего оледенения (см. рис. 37) и карты распространения многолетней мерзлоты (рис. 42, см. вкл.) хорошо видно пространственное совпадение центров древнего оледенения с районами сплошного и прерывистого развития многолетнемерзлых пород. Это является отражением одних и тех же причинных связей, вызвавших проявления оледенения и мерзлоты.

Таким образом, можно предположить, что в периоды оледенений мерзлотные процессы были проявлены на значительной территории, вероятно, лишь за исключением южного — гобийского сектора Монголии. Хотя на территории Монголии в связи с резко континентальным климатом, весьма низкими зимними температурами и общим высоким гипсометрическим положением имеются условия для значительного сезонного промерзания и сохранения мерзлоты, в целом же мерзлота является реликтом ледникового времени и находится в стадии постепенной деградации.

Вопросы истории развития мерзлоты в Монголии еще далеко не решены, хотя первые шаги в этом направлении сделаны. На основании палинологических материалов, контролируемых наличием в ряде разрезов палеокриогенных текстур, авторы монографии "Геокриологические условия Монгольской Народной Республики" [1974] выделяют три крупных этапа похолодания. Эоплейстоценовый (отвечает позднему эоплейстоцену и нижнему плейстоцену принятой нами схемы) этап выражен лишь на севере Монголии. Он состоит из двух волн похолодания, приходящихся на самый конец эоплейстоцена и вторую половину нижнего плейстоцена нашей схемы. Вероятно, вторая волна похолодания может сопоставляться с наиболее древним нижнеплейстоценовым ледниковым горизонтом Алтая.

В среднем плейстоцене установлено два этапа похолодания — самаровский и тазовский. Они отражены в областях древнего оледенения комплексом денудированных морен. Однако четко отчленить эти два горизонта и выявить разделяющие их межледниковые отложения в Монголии пока не удастся. Палеокриогенные текстуры этого времени фиксируются относительно редко, но установлены в аллювиальных отложениях высоких террас р. Кобдо и в озерных отложениях террас Котловины Больших Озер.

Зырянский этап похолодания и развития мерзлоты по палеокриогенным текстурам и палинологическим данным по авторам монографии "Геокриологические условия Монгольской Народной Республики" (1974) включает три волны похолодания, которые отвечают, по-видимому, трем основным стадиям оледенения. Четкость выделения этих стадий по комплексам ледниковых образований в горных районах Монголии не везде выдерживается, хотя многостадийность первого верхнеплейстоценового оледенения несомненна. Палеокриогенные текстуры этого времени в Монголии наиболее широко распространены, встречаясь в разрезах речных и озерных террас, в склоновых отложениях. Они разнообразны по своей морфологии — от эпигенетических криотурбаций и инъекций до псевдоморфоз по ледяным жилам. К этому времени в горах относятся реликтовые солифлюкционные деформации на склонах, расположенные на несколько сот метров ниже современных активных форм. Палеокриогенные текстуры зырянского времени прослеживаются до южной границы распространения многолетнемерзлых пород в Монголии; тем самым отмечается максимальная экспансия мерзлоты на юг. При относительно небольших масштабах верхнеплейстоценового оледенения проявление криогенных процессов было наибольшим.

Во второй половине верхнего плейстоцена, в сартанское время авторы указанной монографии выделяют две волны похолодания. Они фиксируются в разрезах первых террас и высоких пойм рек, главным образом северного сектора Монголии и в высокогорных районах. В строении ледникового комплекса последнего оледенения выделяется несколько стадий, связанных с процессом дегляциации. Детальное их изучение и точная синхронизация с горизонтами палеокриогенных текстур внеледниковых районов — дело дальнейших исследований.

Проведенный обзор стратиграфического распространения криогенных горизонтов и их синхронизация с ледниковыми горизонтами Монголии представляет собой первую попытку такого рода. Безусловно, она нуждается в более надежном стратиграфическом и геохронологическом обосновании. Однако уже сейчас можно говорить о принципиальном соответствии "ледниково-мерзлотной" стратиграфии Монголии и Сибири, т.е. о синхронности проявления основных климатических ритмов — похолодания и потепления, захвативших обширные пространства Внутренней Азии. Начало процесса ритмично направленного похолодания, возможно, приходится еще на конец эоплейстоцена, и нижний плейстоцен, хотя и не очень уверенно диагностируется в отложениях этого времени. Основные этапы похолодания, вызывавшие развитие горного оледенения и формирование многолетней мерзлоты, связаны, безусловно, с средним — верхним плейстоценом. По-видимому, межледниковые и межстадиальные фазы в Монголии не были столь "глубокими", как на равнинах европейской или азиатской части Советского Союза, и не приводили в горных районах Внутренней Азии к полной дегляциации оледенения и деградации мерзлоты.

Области средне- и низкогорных хребтов и предгорий с комплексом преимущественно пролювиальных отложений

Эти области охватывают большую часть территории Монголии; они занимают промежуточное высотное положение между областями древнего оледенения высокогорий и межгорными впадинами. Склоновые отложения образуют сложную ассоциацию парагенетически связанных между собой разных типов осадков [Шандер, 1966]. Наибольшее развитие получают пролювиальные отложения, особенно характерные для предгорий Монгольского и Гобийского Алтая, южных склонов Хангая и Хэнтэя. Стратиграфическое расчленение склонового типа осадков крайне затруднительно ввиду еще недостаточной изученности их генетических особенностей. Однако для Монголии и юга Сибири попытки такой стратификации и возрастной увязки склоновых отложений с другими генетическими типами уже предпринимались [Девяткин, 1970; Равский, 1972]. Парагенетическая ассоциация отложений — от элювия через генетический склоновый ряд до аккумулятивных отложений в межгорных впадинах или долинах рек, — безусловно, зависит от климатических условий. Ритмичное изменение последних, происходившее наиболее ярко в антропогене, должно было отразиться на характере самих отложений и их пространственном распределении.

Холодные эпохи ледниковий в высокогорье вызывали процесс интенсивного образования "нивального" элювия — грубообломочного несортированного материала, который гравитационно-солифлюкционными процессами вовлекался в движение по склону. Во многих горных долинах Алтая, Хангая и Хэнтэя видно непосредственное смыкание этих "каменных глетчеров", залегающих на склонах, с моренами, выполняющими днища трогов. В разрезах боковых морен видны фациальные переходы этих образований, что свидетельствует об одновременности процессов — оледенения и формирования глыбовых склоновых образований. Вне области древнего оледенения, в горах на высотах свыше 1500 — 2000 м, этот процесс шел с такой же интенсивностью, о чем свидетельствует реликтовые формы гравитационно-солифлюкционных образований, расположенные ниже зоны современных криогенных процессов [Геокриологические условия Монгольской Народной Республики, 1974].

Предгорные районы, в связи с понижением температур, а следовательно, и уменьшением испарения, в периоды оледенений оказывались относительно более увлажненными. Это определяло интенсификацию процессов образования пролювия — рост пролювиальных конусов, их выдвигание во впадины, соответственно и латеральную миграцию фаций, общее увеличение грубости материала. Наоборот, межледниковья характеризовались повышением температур, увеличением испарения и соответственно уменьшением водности транспортирующих потоков, т.е. обратной миграцией фаций пролювия к горам. Динамика этого процесса для гор Средней Азии была показана В.И. Елисеевым. Как и большинство среднеазиатских геологов, он доказывает, что основное время формирования пролювиальных толщ предгорий совпадает с максимальным развитием горного оледенения. В Монголии, как показано на "Карте четвертичных отложений МНР" [1979], основное время формирования пролювия также датируется средним — верхним плейстоценом.

В предгорных районах Монголии имеются два разных (крайних) варианта строения пролювиальных толщ. У крутых подножий тектонически активных склонов поднимающихся хребтов разновозрастные конуса выноса вложены друг в друга, образуя морфологически четкие (в плане) сегменты, выдвинутые во впадины. Фрагменты наиболее древних конусов сохранились лишь своими боковыми частями, занимая по отношению к более молодым наиболее высокое гипсометрическое положение. Они примыкают к коренному склону и срезаются более молодыми генерациями конусов.

Наиболее древние пролювиальные конусы в основании сложены плиоценовыми отложениями свиты алтан-гэли, сменяющимися вверх по разрезу эоплейстоценовыми осадками свиты туин-гол (в пролювиальном варианте). Нижнеплейстоценовые пролювиальные отложения местами перекрывают эоплейстоценовые конусы, а иногда образуют вложенные генерации конусов более низкого уровня. В отличие от первых они сложены более грубообломочным материалом, на их поверхности иногда сохраняется горизонт бурой реликтовой почвы.

Пролювиальные отложения среднего и верхнего плейстоцена, образующие вложенную генерацию конусов, отличаются в целом резко повышенной грубостью слагающего их материала. Наблюдается определенная смена литологических пачек в разрезе конусов. Основание обычно сложено наклонно линзующими его пачками, состоящими из грубых валуников (до 1 — 1,5 м в диаметре), среднеокатанных, сильно заглинизированных. В них встречаются линзы более мелких галечников и гравия, иногда сильно промьгтых, местами четко параллельно- и косослоистых. Отмечаются также небольшие по мощности (1 — 3 м) линзы песчано-алевритового материала, подчеркивающего общую наклонную слоистость пролювиальной толщи. Мощность нижней части разреза такого типа достигает 20 — 30 м.

Отмечается четкая приуроченность резкого укрупнения состава пролювия у подножий гор, захваченных древним оледенением. В этих местах даже на значительном (10 — 15 км) расстоянии от гор нередки в составе базальных горизонтов конусов выноса глыбы до 1,5 — 3,0 м в диаметре. Отдельные прослои по своим текстурным особенностям напоминают явно водные, а также, видимо, селевые образования. Такие отложения наблюдались нами в Дзерженской и Бэгэрской впадинах. Буровые материалы показывают, что эти грубовалунные горизонты далеко протягиваются от гор во впадины на продолжении ныне сухих долин. Литологические особенности 150

базальных пачек пролювия этого возраста явно свидетельствуют об увеличении водности транспортировавших их потоков, часть из которых, видимо, действовала постоянно. Это говорит также об одновременности формирования такого типа пролювия с ледниковыми процессами в горах и об общей относительной увлажненности предгорий. Для такого типа пролювия, включающего, по-видимому, в себя также и аллювиальные, флювиогляциальные и селевые образования, но сохраняющие морфологическую форму конусов выноса, нами было предложено название "плювиального пролювия" [1970].

Вверх по разрезу конуса выноса материал постепенно становится менее грубый, намечается все более четкая параллельная слоистость, увеличивается количество гравийно-щебенистых линз, окатанность ухудшается, общая заглинизированность падает. Характерно увеличение карбонатности цемента; последний плотно цементирует отдельные прослои ("верхнегобийские конгломераты"). Отмечается также много поверхностей размыва, фиксируемых обычно очень уплотненными карбонатно-песчаниковыми корками. Песчано-алевритовый материал встречается в тонких линзах, а не распределен более или менее равномерно во всей толще пролювия, как в базальных слоях. Такое строение верхних частей разреза пролювиальных конусов, с нашей точки зрения, говорит о меньшей многоводности транспортирующих его временных потоков. По своим литологическим особенностям он очень сходен с современным пролювием предгорий, развитым на дне сухих сайров, прорезающих плейстоценовые конуса. Повышенная карбонатность, а на южных склонах Монгольского и Гобийского Алтая и гипсоносность, наблюдаемая в цементирующем мелкоземе, говорит о достаточно аридных и, по-видимому, теплых условиях, в которых формировался этот тип пролювия, названного нами "аридным" [1970].

Таким образом, стратиграфическое расчленение склоновых, и особенно широко развитых пролювиальных отложений может быть основано на разделении их на разные "климатогенные" типы, а также на непосредственной связи их с ледниковыми (в горах) и озерными и аллювиальными (во впадинах) осадками. Эрозионный врез, разделяющий вложенные конусы выноса, приходится, таким образом, на вторую половину межледниковья и, вероятно, на начало следующего ледникового цикла.

Другой вариант строения пролювиальных отложений характерен для предгорий неотектонически слабоактивных хребтов, а также для пологих окраин межгорных впадин. Здесь происходит констративное накопление разновозрастных пролювиальных толщ, и их расчленение возможно только по бурению. В Котловине Больших Озер и в Предалтайской зоне впадин общая мощность пролювиальных отложений достигает нередко 100 – 150 м. Они состоят из чередующихся пачек галечно-валунного и щебенистого материала. В Дзергенской впадине, Шаргаин-Гоби и Хойсуин-Гоби прослеживаются три-четыре горизонта пролювия повышенной грубости с мощностью пачек до 20 – 30 м. Нижний из этих горизонтов залегает на бурозетном песчано-щебенисто-суглинстом горизонте зоплейстоцена и, вероятно, относится к нижнему плейстоцену. Более высокие горизонты пролювиальных (или пролювиально-аллювиальных) галечников замещаются преимущественно песчано-гравийными озерными отложениями среднего и верхнего плейстоцена. По-видимому, эти пачки пролювия повышенной грубости во впадинах являются продолжением пачек "плювиального пролювия", видимого в обнажениях конусов выноса предгорий, и должны рассматриваться как синхронные оледенению горных районов. В низовьях р. Дзабхана концевые части этих пролювиальных горизонтов встречаются в разрезах средне- и верхнеплейстоценовых озерных террас.

На восточном побережье оз. Ачит-Нур на высоте 60 м над уровнем озера нами наблюдалось замещение пролювиальных, солифлюкционно-деформированных отложений озерными песчано-глинистыми отложениями среднего плейстоцена. Это говорит об общей синхронности развития пролювия, мерзлоты и трансгрессии озер во впадинах. В северных районах Монголии, отличающихся в течение всего плейстоцена более влажным климатом, роль чистых пролювиальных отложений снижается. Здесь на склонах хребтов развиты преимущественно делювиально-солифлюкционные образования, характерные для всей горной перигляциальной зоны. В бассейнах рек Селенги, Керулена, Онона эти делювиально-солифлюкционные щебенисто-гравийные образования вблизи коренных склонов долин присутствуют в

разрезах песчаного перигляциального аллювия среднего плейстоцена (аналоги кривоярской свиты). Они образуют линзы и пачки мощностью до нескольких метров, характерные для тыловых частей террас. Подобные соотношения были установлены и для Забайкалья и Прибайкалья [Логачев и др., 1964; Базаров, 1968; Равский, 1972], где самаровские аллювиальные отложения высоких террас содержат прослойки склоновых накоплений.

На трех низких террасах в бассейне рек Северной Монголии склоновые делювиально-солифлюкционные отложения формируют обычно покровный комплекс. Они представлены литологически разными вариантами осадков — от щебенисто-гравийных до суглинистых, изредка лёссовидных. В них отмечаются криогенные текстуры, особенно яркие на второй и первой террасах. Намечается общее усиление делювиально-солифлюкционного процесса в верхнем плейстоцене, связанного с общей интенсификацией перигляциальных явлений. И.А. Логачев специально подчеркивает, что накопление этих образований "особенно усилилось во второй половине нижнего (среднего на нашей схеме, — *Е.Д.*) плейстоцена и в верхнем плейстоцене. Стимулятором этого своеобразного максимума служил холодный климат. . ." [Логачев и др., 1964, с. 146]. Это же подчеркивают также Э.И. Равский, Д.Б. Базаров, А.В. Кожевников и др.

Возраст делювиально-солифлюкционных отложений определяется по их связи с аллювиальными террасами. По-видимому, можно говорить о четырех эпохах интенсификации склоновых процессов, определяющихся похолоданиями, — двух в среднем и двух в верхнем плейстоцене; наиболее четко устанавливаются две последние.

Области крупных межгорных впадин с комплексом преимущественно озерных и аллювиальных отложений. Проблема аридов и плювиалов

Межгорные впадины Монголии образуют три основные системы. Это Котловина Больших Озер в Западной Монголии, Долина Озер, расположенная между Алтаем и Хангаем, и впадины Северо-Восточной Монголии. Разработка стратиграфии позднего неогена и особенно антропогена здесь связана с изучением озерных и аллювиальных отложений, отражающих этапы трансгрессий и регрессий.

История озерных бассейнов аридного пояса давно привлекает внимание исследователей. Это определяется тем, что озера бессточных впадин являются чуткими индикаторами палеоклиматических изменений. Стратиграфия осадков таких впадин прямо отражает ход озерных трансгрессий и регрессий. Именно при изучении палеогеографии бессточных впадин аридной зоны возникла проблема "аридов" и "плювиалов", детально разрабатываемая в Северной Америке уже почти столетие [Gilbert, 1890; Morrison, 1965]. Эта проблема разбирается также во многих работах по Северной Америке, Ближнему и Среднему Востоку [Woldstedt, 1958; Butzer, 1961; Vobek, 1963], а также по аридным районам нашей страны [Герасимов, Марков, 1939; Марков, Величко, 1967].

Для внутренних районов Азии эта проблема была затронута в публикациях В.А. Обручева [1947], Ч. Берки и Ф. Морриса [Berkey, Morris, 1927], В.М. Сеницына [1959], Н.А. Маринова [1957], Н.Т. Кузнецова и Э.М. Мурзаева [1963], Э.И. Равского [1972]. Для Западной Монголии, и в частности для Котловины Больших Озер, широкое развитие в прошлом озерных бассейнов описывается в работах Э.М. Мурзаева [1948], Э. Рутковского [Rutkowski, 1966], В. Слованского [Slowanski, 1970, 1976], Е.В. Девяткина [1970], Е.В. Девяткина и других [1978].

Существуют различные концепции соотношения аридных и плювиальных эпох с оледенениями и межледниковьями. Большинство исследователей считает, что оледенение высоких широт и горных районов соответствует плювиальному, а межледниковье — ариднему климату в зоне пустынь. Так, Бутцер рассматривает плейстоцен как "pluvial age" в низких широтах и "glacial age" в высоких и средних широтах [Butzer, 1961, с. 35]. К.К. Марков и А.А. Величко пишут: "В ледниковые эпохи изменения субтропического пояса были так велики, что в современном виде он не существовал, превращаясь в плювиальный пояс [Четвертичный период, 1967, т. 3, с. 200]. Н.Т. Кузнецов и Э.М. Мурзаев [1963] для плейстоцена Центральной

Азии выделяют особую "озерную стадию", связывая ее с увлажнением климата в период оледенения.

Возникновение пльвиальных условий в аридном поясе обычно связывается с двумя основными факторами: 1) понижением температуры, а следовательно, и понижением испарения и, таким образом, увеличением баланса стока, 2) изменением общей циркуляции атмосферы — возникновением крупной антициклональной зоны над материковыми районами оледенения и смещением в связи с этим путей западной циркуляции влажных масс воздуха к югу в аридные области. Однако существует и другая точка зрения. Например, Э.И. Равский считает, что обводнение предгорных равнин и впадин Внутренней Азии не отражает пльвиальности климата, а связано лишь со временем деградации горного оледенения. Указывая на соответствие пльвиалов наиболее влажным фазам межледниковий, он не исключает возможности, "что пльвиальные условия отвечали и начальным, наиболее влажным фазам оледенения" [1972, с. 318].

Таким образом, о соотношении аридов и пльвиалов с оледенениями и межледниковьями существуют весьма разные, вплоть до противоположных, концепции.

1. Пльвиалы отвечают ледниковьям, ариды — межледниковьям.

2. Пльвиалы отвечают межледниковьям, ариды — ледниковьям.

3. Пльвиалы и ариды "смещены" во времени по отношению к периодам ледниковий и межледниковий: 1) пльвиалы отвечают концу межледниковий — началу оледенений, а ариды — второй половине оледенений и основной части межледниковий и 2) пльвиалы связаны с этапом деградации оледенений.

Представляется, что решение этой общей проблемы должно рассматриваться в пределах всей внеледниковой зоны — в меридиональном направлении — непосредственно от края материкового оледенения до аридных областей. При таком меридиональном анализе выясняется сложная картина временных и пространственных соотношений хода палеоклиматических процессов в цикле "ледниковье — межледниковье" для разных частей внеледниковой зоны. Для приледниковых районов и северной части перигляциальной зоны, вероятно, справедлива концепция "ледниковье = арид"; для аридного и субтропического пояса — концепция "ледниковье = пльвиал". Эти два крайних варианта соотношений, характерные для противоположных частей внеледниковой зоны, вероятно, связаны между собой "переходными" вариантами, где пльвиалы и ариды будут смещены во времени по отношению к оледенениям и межледниковьям. Так, асинхронность соотношений аридов и пльвиалов и оледенений и межледниковий в северных районах Монголии и Забайкалья, с одной стороны, и в южных гобийских районах — с другой, была показана авторами монографии "Геокриологические условия" [1974].

По-видимому, рассмотрение всей проблемы на примере одного цикла "ледниковье — межледниковье" также недостаточно. Она может быть правильно решена лишь в пределах всего ледникового плейстоцена, так как климат в течение этого времени имел направленно-циклическое изменение — от более влажного в раннем плейстоцене до более сухого в позднем плейстоцене. Это особенно ярко проявлялось в континентальной Азии [Равский, 1973; Алексеев, 1978; Цейтлин, 1961]. Надо также отметить, что само понятие "пльвиал" для аридных областей и особенно межгорных впадин Монголии, получающих сейчас всего 100 — 150 мм осадков, имеет специфическое значение. Увеличение осадков вдвое (на 100%) составит всего 200 — 300 мм, т.е. климат все равно будет оставаться аридным в принятой классификации. Поэтому чередование аридных и пльвиальных эпох отражает относительное изменение влажности в пределах общей аридной зоны; нельзя представить себе, что в период пльвиалов аридная зона в целом резко изменялась качественно.

Западная Монголия является одним из наиболее подходящих районов для разработки стратиграфии плейстоцена межгорных впадин и решения вопроса о соотношении аридов и пльвиалов и межледниковий и оледенений [Девяткин, 1970; Девяткин и др., 1978]. Котловина Больших Озер — крупная межгорная депрессия, занятая системой проточных и бессточных озер. Реки этого бассейна — Кобдо, Дзабхан, Хунгуй, Тэс и другие — берут начало в высокогорных хребтах Монгольского Алтая и Хангая, подвергавшихся древнему оледенению. Здесь образована замкнутая система: горное оледенение — речной сток — озерные бассейны, которая чутко реагировала на общеклиматические изменения. Общее похолодание климата,

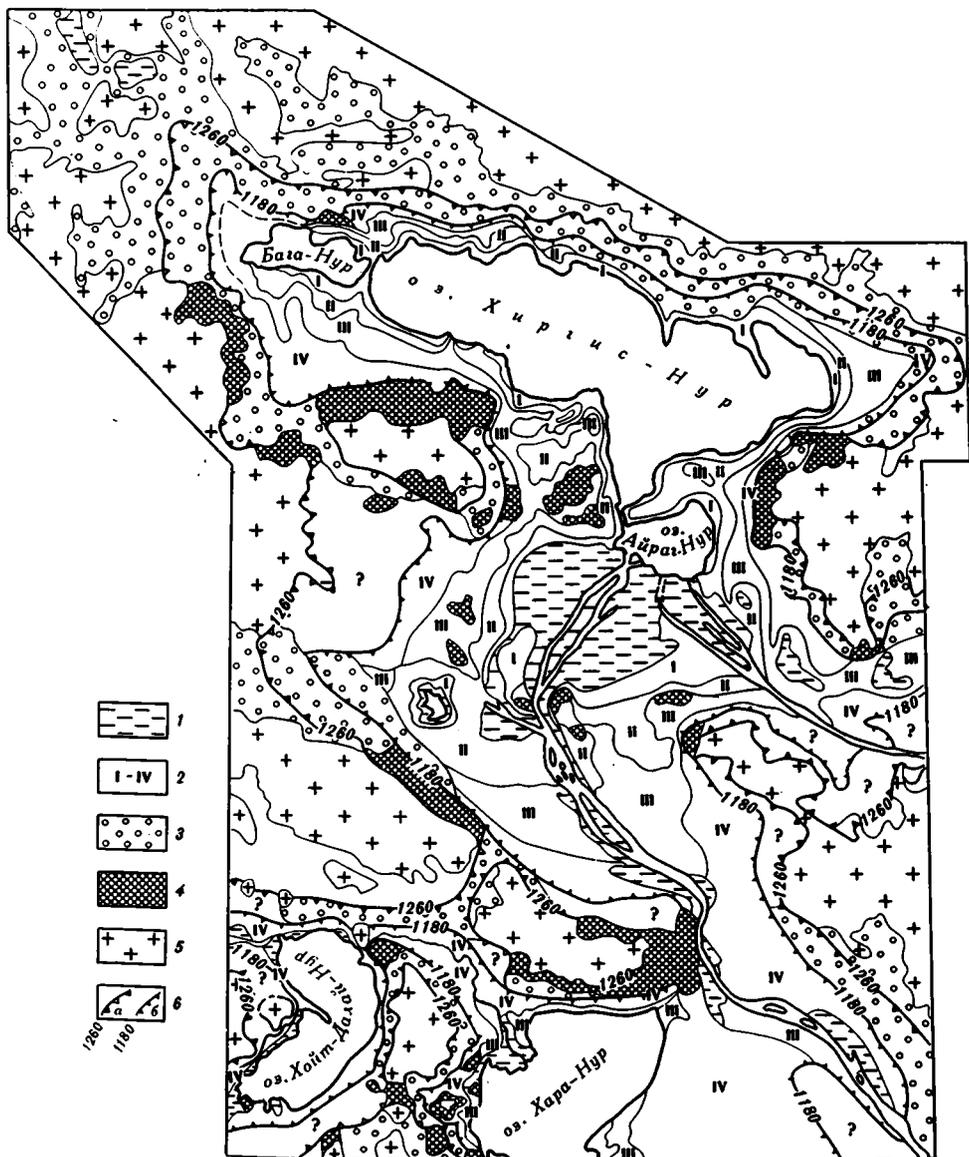


Рис. 43. Геоморфологическая схема центральной части Котловины Больших Озер (составила В.Э. Мурзава)

1 – поверхность современных аллювиально-дельтовых равнин; 2 – поверхности озерных (I – IV) террас; 3 – поверхности пролювиальных наклонных равнин; 4 – абразионные озерные поверхности, выработанные в скальных породах; 5 – мелкосопочный рельеф окраин Котловины; 6 – уровни распространения плювиальных озер среднего (а) и верхнего (б) плейстоцена

вызвавшее появление самого горного оледенения, приводило к уменьшению испарения, т.е. к увеличению увлажненности всей территории и трансгрессиям озер. По-видимому, "пик плювиальности" в этих районах совпадал с концом межледниковья и первой половиной оледенения. В максимум и во вторую половину оледенения климатические условия были более аридными. Этому способствовало то, что большие массы воды были "законсервированы" в ледниках и снежно-фирновом покрове горных районов. Некоторое, но меньшее по сравнению с первым увеличением влажности было связано с периодом деградации горных ледников. Увеличение речного стока для этого времени оценивается Н.Т. Кузнецовым [1966] в 15 – 20%. Межледниковое время характеризовалось общим повышением температур, увеличением испарения, а следовательно, уменьшением речного стока и регрессией озерных бассейнов, что мы наблюдаем в настоящий момент.



Рис. 44. Строение озерной голоценовой террасы на оз. Хиргис-Нур

Для проверки высказанной концепции автором совместно с В.Э. Мурзаевой были проведены исследования всей системы долины р. Кобдо – озер Котловины от высокогорных районов Монгольского Алтая до оз. Хиргис-Нур, а совместно с В.Н.Шелкоплясом – долин рек Дзабхан и Хунгуй до районов древнего оледенения Хангая. Как показано выше, в горных районах установлены три ледниковых горизонта. Среднеплейстоценовые морены через систему средневисотных грубовалунных флювиогляциальных террас, замещаемых в дельте рек Кобдо, Дзабхана и Хунгуя песчано-галечными дельтовыми отложениями, привязаны к озерным террасам с отметкой 1260 м. По окраинам Котловины в интервале высот 1180 – 1260 м (150 – 250 м над урезом оз. Хиргис-Нур) прослеживается верхний уровень распространения озерной аккумуляции среднего плейстоцена. Здесь нет четких морфологических признаков озерного генезиса – равнина наклонна к озеру, покрыта пролювиальными шлейфами, золовыми песками, расчленена сайрами. Лишь на самых плоских и обширных ее участках можно предполагать сохранившиеся от размыва древние озерные осадки, почти не перекрытые новейшими образованиями. Местами озерные отложения этого уровня вскрыты бурением. Так, скв. 1295 к северо-западу от сомона Дзабхан вскрыла 50-метровую толщу песчано-галечного материала, подстилаемую пачкой (8 м) серых озерных глин. В долине р. Дзабхан озерные отложения среднего плейстоцена залегают непосредственно на плиоценовых глинах свиты хиргис-нур и обнажаются в цоколях верхнеплейстоценовых озерных террас.

Верхнеплейстоценовые озерные террасы образуют три уровня на высотах 1140 – 1180 (IV терраса – 110 – 150 м), 1120 (III терраса – 90 м) и 1090 (II терраса – 60 м) (рис. 51). Для них характерен четко выраженный "озерный рельеф" поверхности – береговые валы, остатки пляжных галечниковых полос, озерные клифы у выступов коренных пород [Rutkowski, 1966; Slowanski, 1970a; Девяткин и др., 1978]. Степень сохранности этого "озерного рельефа" увеличивается к более молодым террасам (рис. 43–44).

Самый низкий уровень – 1050 – 1060 м (I терраса – 20 – 30 м) относится, по видимому, к голоцену. Он представляет собой серию (до 10 – 12) плоских песчаных валов, местами сгруппированных в три, слабо различающихся по высоте поверхности. Валы имеют высоту 1 – 2 м, полностью повторяют современную конфигурацию береговой линии. Самой низкой группе валов соответствуют длинные га-

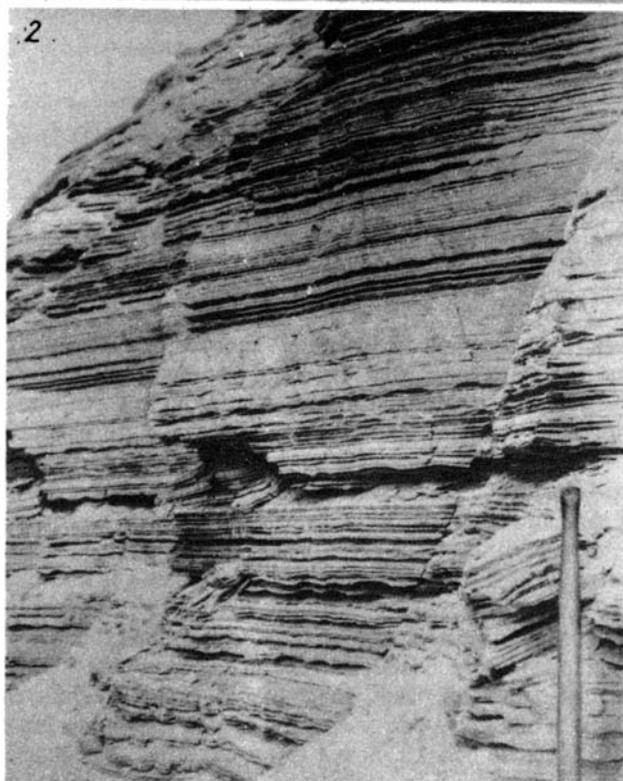
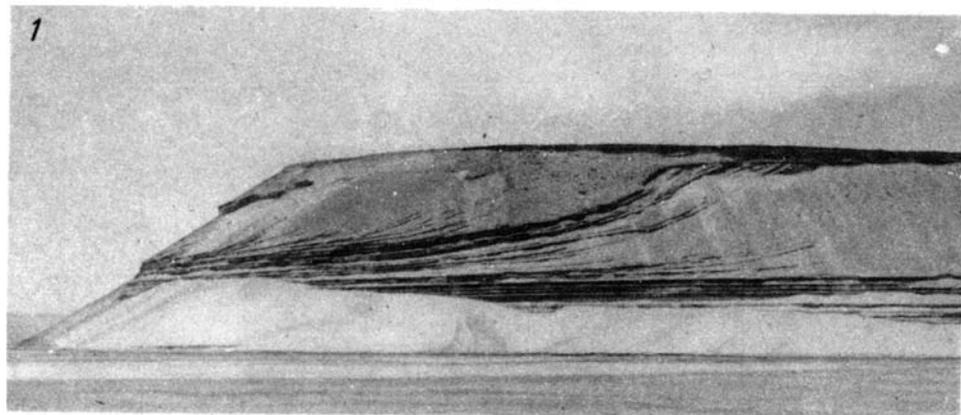


Рис. 45. Строение верхнеплейстоценовых озерных террас по долине р. Дзабхан (1); деталь обнажения (2)

лечниковые косы, вдающиеся в озеро, и поверхность солончака Бага-Нур, еще совсем недавно бывшего частью оз. Хиргис-Нур.

Отложения озерных террас в разрезах по р. Дзабхан сложены переслаиванием горизонтально- и косослоистых песков желто-серых алевритов, содержащих подчиненные прослойки гравелитов и хорошо окатанных мелких галечников (рис. 45). Формирование террас отражает главным образом трансгрессивные фазы развития плейстоценовых бассейнов; регрессивные фазы, особенно их максимальные пики, улавливаются в разрезах с трудом. Лишь по скважинам отмечается присутствие в тыловых частях озерных террас горизонтов пролювия, отражающих регрессивные фазы. Поэтому установить точную величину регрессий затруднительно. Наиболее глубокая регрессивная фаза приходится, видимо, на зоплейстоцен. Так, пролювиальные фации свиты туин-гол (грубые щебни и галечники) у бортов впадины залегают прямо на мергелях и глинах плиоценовых отложений свиты хиргис-нур, а в

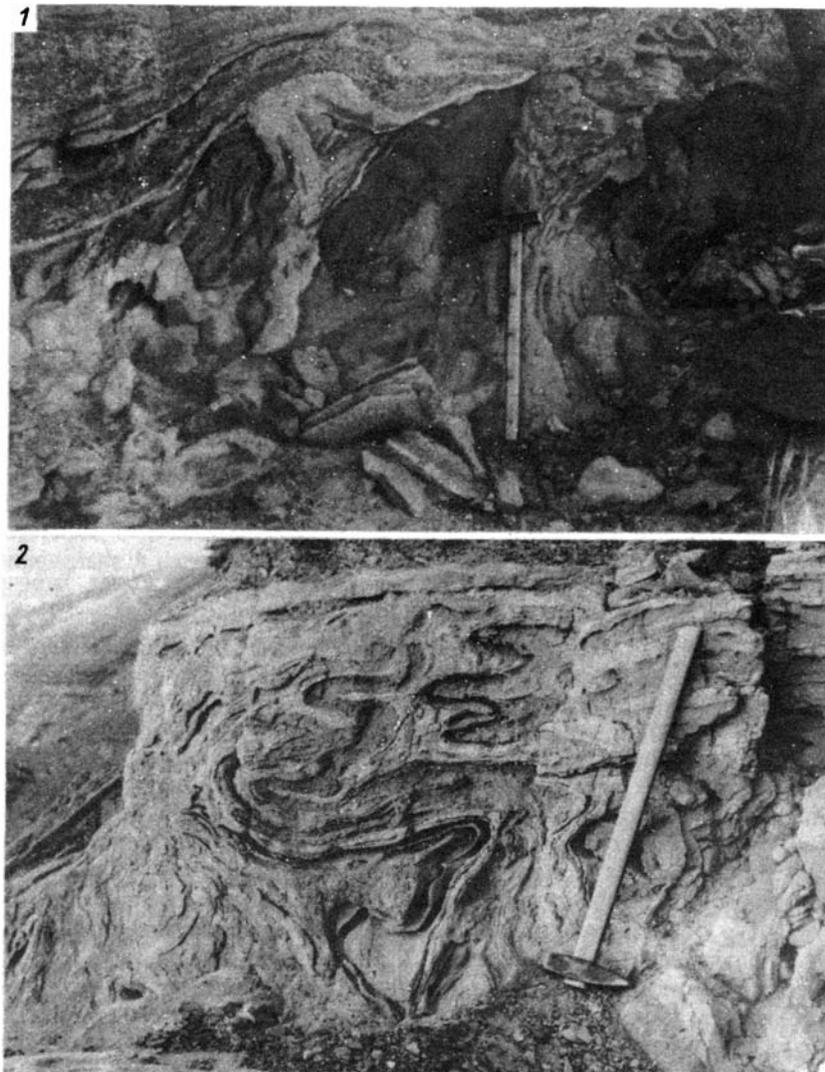


Рис. 46. Криогенные текстуры в разрезе среднеплейстоценовой (1) – мелкие мерзлотные клинья и верхнеплейстоценовой (2) озерной террасы оз. Хиргис-Нур – инволюции

центре впадины развиты маломощные гравийно-песчаные аллювиальные осадки этого возраста, подстилающие песчаные толщи плейстоцена.

Озерные террасы верхнего плейстоцена из Котловины вверх по долинам рек замещаются низкими аллювиальными террасами, которые фациально связаны с моренными комплексами. В разрезах двух низких (до 15 – 20 м) аллювиальных террас рек Кобдо и Дзабхан хорошо выражены криогенные текстуры, приуроченные к верхним частям их разрезов. Криогенные текстуры отмечаются также и в озерных террасах, особенно в их тыловых частях. Они наиболее хорошо выражены в верхнеплейстоценовых террасах, но иногда наблюдаются и в террасах среднего плейстоцена (рис. 46). Это свидетельствует о проявлении мерзлотных процессов во впадине, по-видимому, в периоды максимального развития горного оледенения.

Для определения возраста ледниковых отложений в горах Алтая и озерных осадков в Котловине В.Н. Шелкоплясом была проведена серия термолюминесцентных (ТЛ) датировок (рис. 47), а также использованы уже опубликованные ТЛ даты [Свиточ и др., 1978; Геохронология СССР, 1974; Шелкоплас, 1974]. По разрезу Чаган на Алтае для озерно-ледниковых ленточных глин, залегающих под мореной

северо-восточнее — в Прихубсугулье, Хэнтэе, в Туве. Широколиственные растения в пределах Хангайских гор в настоящее время не произрастают, за исключением *Ulmus pumila*.

Для развития в горах темнохвойной тайги необходим менее контрастный годовой ход температур, с температурой летних месяцев не более 13–20°, положительный баланс осадков (не менее 400–600 мм), их равномерное выпадение, высокая устойчивая влажность воздуха летом. Важным элементом является также снежность зим и длительное сохранение снежного покрова. Таким образом, появление условий, благоприятных для существования темнохвойных лесов, должно быть связано с увеличением годовой суммы осадков не менее чем до 400–600 мм в лесном поясе, главным образом за счет снега. В среднем поясе гор при этом должно было происходить некоторое понижение летних температур, выравнивание хода температурного режима и уменьшение интенсивности испарения. Естественная смена растительности с проникновением в горы темнохвойных лесов могла произойти дважды в течение климатического ритма "межледниковье — оледенение". Очевидно, для нее благоприятнее всего были периоды нарастания влажности: 1) при переходе от межледниковья к оледенению и 2) деградации оледенения — начало нового межледниковья.

В озерных отложениях отмечается также пыльца широколиственных растений. Она определена в отдельных горизонтах, достигающих мощности 5–8 м, и не имеет какой-либо ясно выраженной фашиально-литологической приуроченности. Очевидно, нахождение этой пыльцы связано с проникновением широколиственных растений в предгорья во время определенных климатических фаз. Современный ареал широколиственных растений охватывает южную часть хребта Большой Хинган, где проходит их западная граница. Сумма осадков в этих районах от 350 до 500–550 мм, средняя летняя температура 16–18°, средняя зимняя — 10–14°. Таким образом, пыльца широколиственных, таких, как лещина, липа, вяз, встречаемая в озерных отложениях, также свидетельствует о менее контрастном климате, скорее всего в предгорьях, так как высоко в горы эти растения не распространяются.

Изменение растительности, а следовательно, и климата, в разрезах озерных террас отражено следующим образом. В низах разреза III террасы преобладает бедная по составу пыльца травянистых растений, полыни, маревых и в небольших количествах — эфедры, злаков, зонтичных, розоцветных. Древесная и кустарниковая пыльца, составляющая в спектрах 15–20%, представлена несколькими формами берез и хвойными (*Pinus silvestris*, *P. sibirica*, *Picea*). Единично отмечена пыльца ольховника. Выше содержание пыльцы древесных растений, в том числе ели, увеличивается и появляется пыльца лугово-лесных форм травянистых (*Ericales*, *Ranunculaceae*, *Rumex*). Спектр древесно-кустарниковой пыльцы представлен только различными формами берез секций *Albae*, *Fruticosae*, *Nanae*. Единично отмечается пыльца ольховника и сосны обыкновенной. Состав пыльцы травянистых растений бедный, преобладает *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. В верхней части разреза отмечается разнообразный состав пыльцы древесно-кустарниковых растений. В более песчаных горизонтах преобладает пыльца сосны обыкновенной и берез. Отмечается пыльца ели, пихты, кедрового стланика, ольховника. Пыльца травянистых растений разнообразна: несколько форм семейства розоцветных, сложноцветных, пыльца *Rumex*, *Campanulaceae*, *Caryophyllaceae*. В самой верхней части разреза увеличивается содержание пыльцы ели, единично встречается пыльца вяза, липы, ольхи; появляются споры: *Sphagnales*, *Polypodiaceae*, *Botrychium*, *Lycopodiaceae*, а в составе пыльцы травянистой растительности — пыльца вересковых. В спектрах нижней части разреза II террасы отмечено большое количество пыльцы древесных растений и кустарников. Постоянно содержится пыльца темнохвойных растений, встречается пыльца лиственницы, а также широколиственных — липы, вяза, лещины. Преобладает пыльца обыкновенной сосны и берез, причем в отдельных образцах — березы секции *Nanae*; отмечается пыльца ольховника и ольхи. В группе пыльцы травянистых доминирует пыльца полыни и маревых, в составе пыльцы разнотравья, кроме обычно встречающейся пыльцы эфедры, зонтичных, розоцветных, сложноцветных отмечается пыльца *Ranunculaceae*, *Rumex*, *Polygonum cf. viviparum*; споры представлены *Sphagnales* и *Polypodiaceae*. В верхнем горизонте совершенно отсутствует пыльца темнохвойных, преобладает пыльца берез, единично ольховника; состав пыльцы травянистых бедный, доминирует пыльца полыни и маревых.

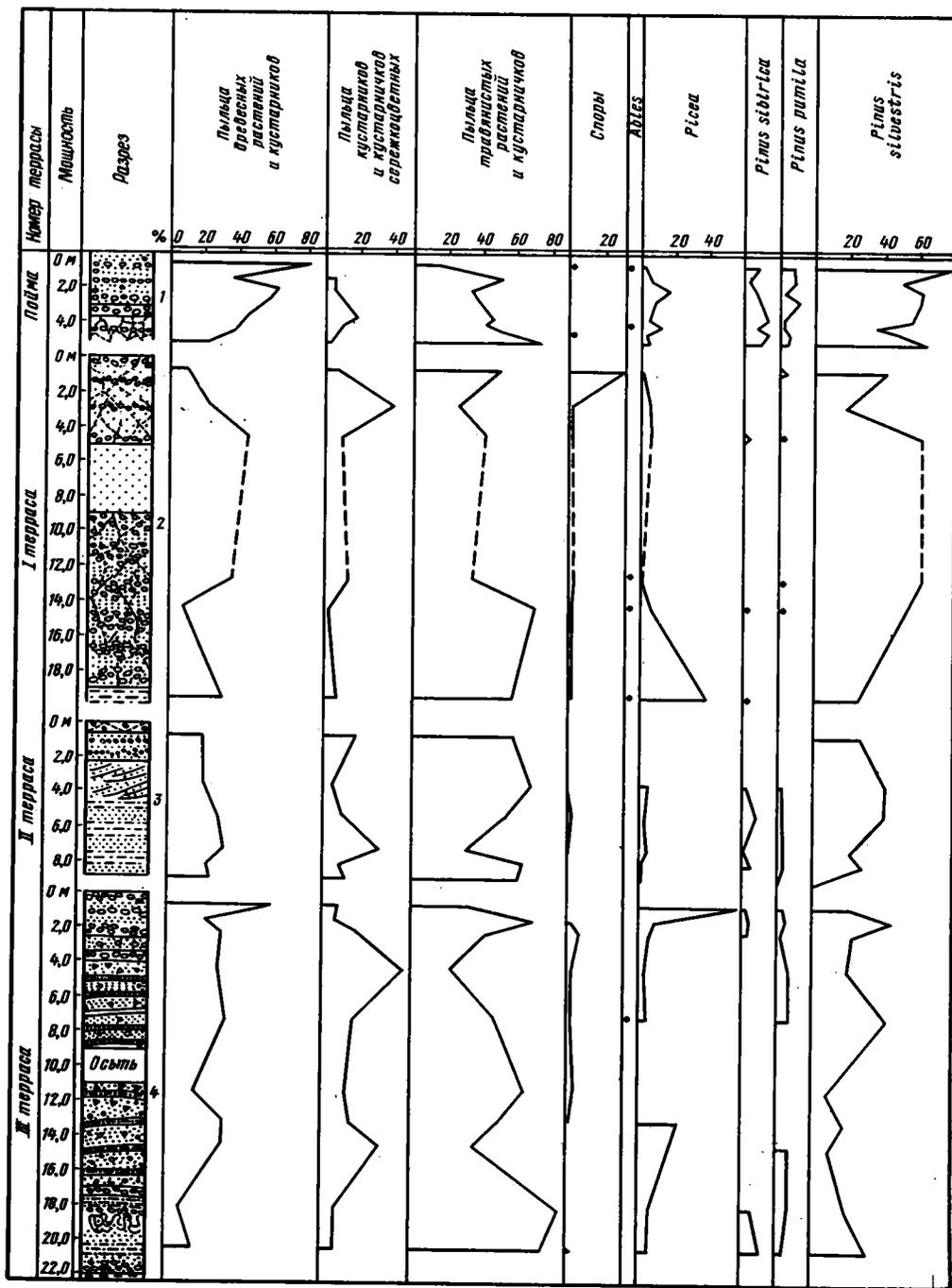
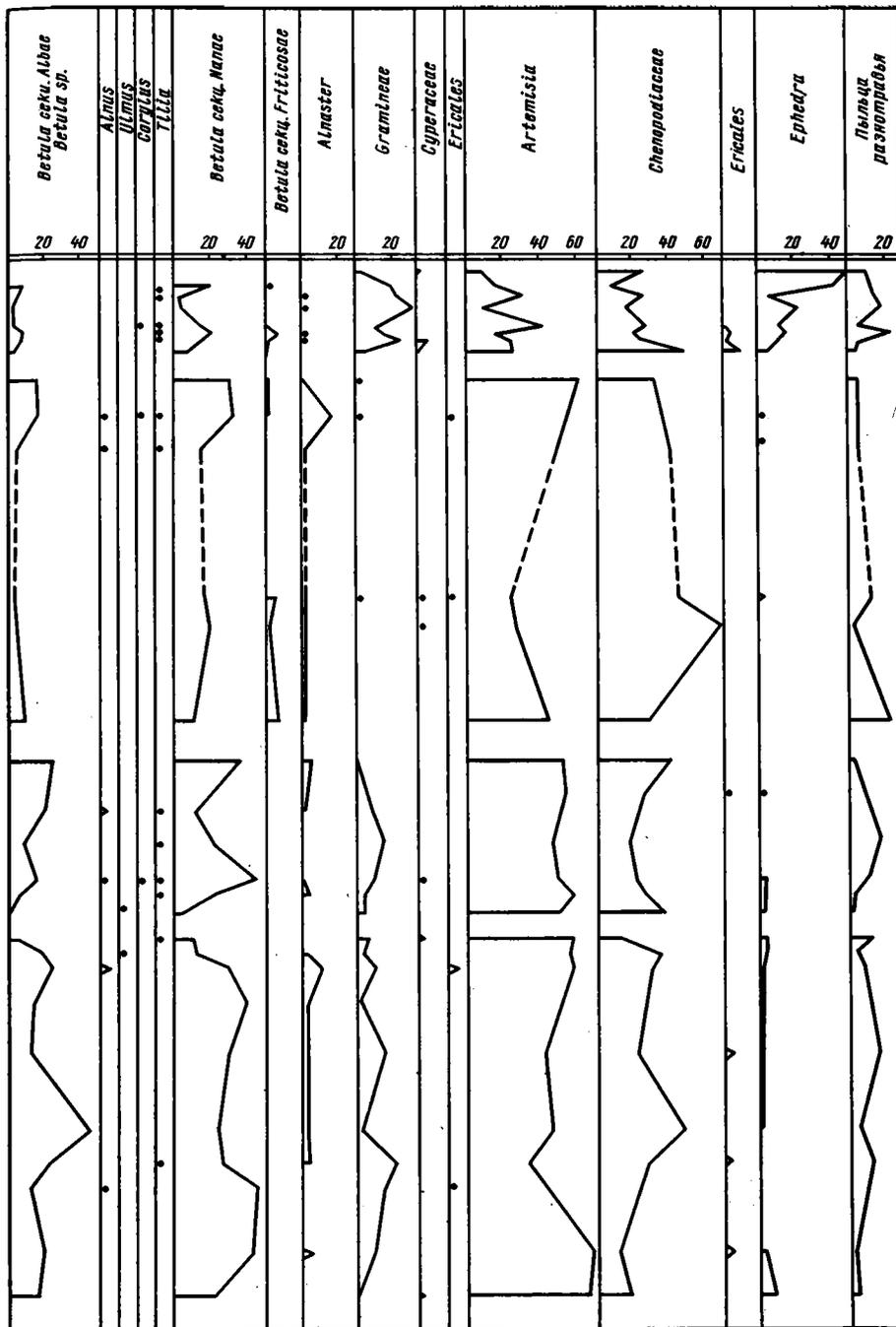


Рис. 48. Спорово-пыльцевые диаграммы озерных отложений террас оз. Хиргис-Нур (составила Е.И. Малаева)

В разрезе I террасы пыльца содержится с глубины 19–20 м, здесь преобладает пыльца травянистых растений – полины и маревые. Состав разнотравья бедный, это пыльца семейства розоцветных, зонтичных, сложноцветных и единично осок и вересковых. В группе древесно-кустарниковой пыльцы доминирует пыльца сосны обыкновенной, а в образце с глубины 19,5 м – ели. Постоянно отмечается пыльца берез, ольховника, ели, пихты (единично), кедрового стланика и кедровой сосны. В верхах разреза пыльца древесных по составу иная, чем в нижней части: здесь появляется пыльца липы, лещины, ольхи, пыльца пихты исчезает.



Анализ палинологических материалов показывает, что в разрезе III террасы выделяются два периода увлажнения, разделенные периодом более аридного климата; в разрезе II и I террасы устанавливаются два периода – более влажный (низы разреза) и более сухой (верхи разреза).

Спорово-пыльцевые данные разреза косы (высотой 10–12 м) на северном берегу оз. Хиргис-Нур показали высокое содержание сосны обыкновенной, а также *Pinus sibirica* и кедрового стланика, постоянное содержание *Picea*, *Abies*, небольшое количество *Betula*, единично – липы и лещины. Такой спектр отражает более влажные

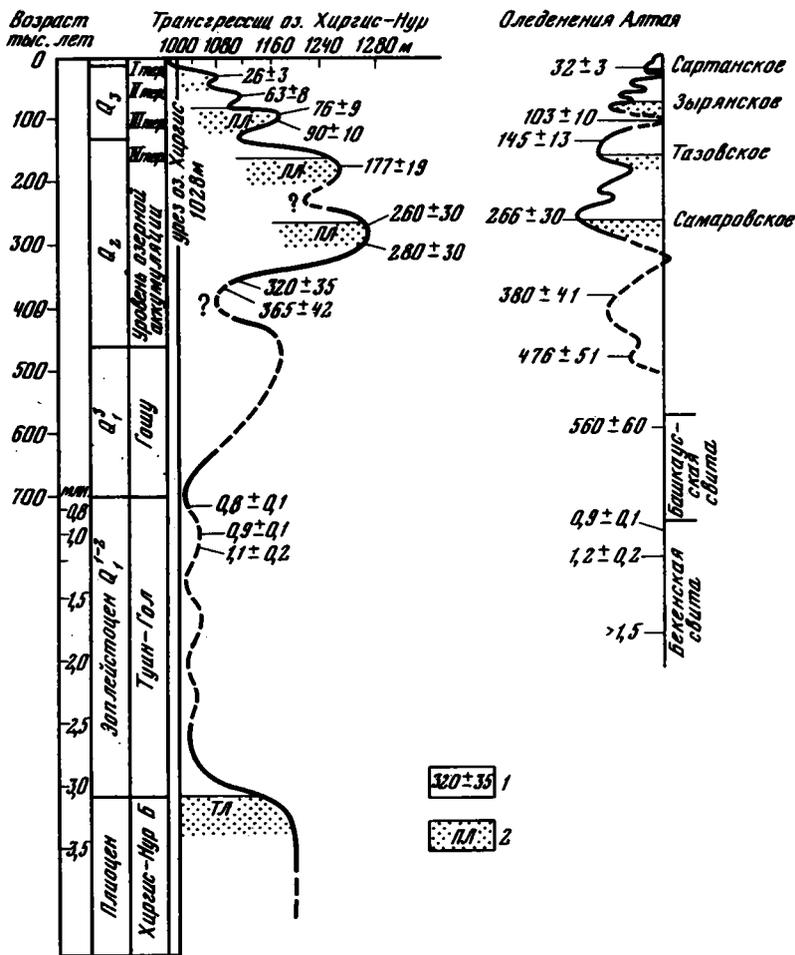


Рис. 49. Схема соотношения озерных трансгрессий в Котловине Больших Озер и оледенений Алтая

1 — термолуминесцентные датировки (тыс. лет); 2 — плейстоценовые эпохи, отраженные в спорово-пыльцевых спектрах озерных террас

условия, чем современные, и относится, вероятно, к раннему голоцену. По-видимому, к середине голоцена относится регрессивная фаза, фиксируемая затопленными террасами и дюнами, наблюдаемыми на ряде озер [Вишпер и др., 1976].

Приведенные материалы по центральной части Котловины Больших Озер позволяют установить следующую смену трансгрессивно-регрессивных (плевисто-аридных) фаз в позднем кайнозое (рис. 49).

1. Трансгрессия среднего плиоцена (пачка Б свиты хиргис-нур) до отметки 1150–1200 м, связанная с общим увлажнением климата.

2. Большая регрессия начала зоплейстоцена, фиксируемая аллювиальными песками в центре впадины и пролювием у бортов до отметок ниже современного уровня оз. Хиргис-Нур (1028 м).

3. Небольшая трансгрессивная фаза, которой отвечают озерные глины нижнего (?) плейстоцена (протока Чоно-Хариах). Ее уровень точно не установлен; возможно, ей отвечают наиболее древние ледниковые горизонты Алтая с ТЛ-датировками 476 ± 51 тыс. лет (Чаган-Узун, "катунская морена") и 380 ± 41 тыс. лет (Кызыл-Чин).

4. Небольшая регрессия низов среднего плейстоцена, фиксируемая пролювиальными отложениями, перекрывающими озерные глины (Чоно-Хариах).

5. Максимальная трансгрессия среднего плейстоцена, связанная с началом максимального (самаровского) оледенения на Алтае и в Хангае. Развитие единого Хиргисского водоема с образованием песчаной озерной равнины на отметках 1260–1180 м.

В осадках этого времени имеются ТЛ-датировки 266 ± 30 и 280 ± 23 тыс. лет (Чоно-Хариах и Хиргис-Нур-2, верхняя часть разреза). Эта трансгрессия была, по-видимому, многофазной, с постепенным падением уровня. Одна из фаз датируется двумя ТЛ-определениями — 177 ± 19 тыс. лет. Спорово-пыльцевые спектры отражают плювиальные (1В) условия, отвечающие, видимо, началу тазовского оледенения.

6. Регрессия начала верхнего плейстоцена была связана с межледниковьем, амплитуда точно не определена, но была меньше, чем в эоплейстоцене.

7. Трансгрессии верхнего плейстоцена отмечены уровнем трех террас (IV — 1140—1180 м; III — 1120 м; II — 1090 м), для которых получены ТЛ-датировки 90 ± 10 (III), 76 ± 9 и 63 ± 8 тыс. лет (II). Спорово-пыльцевые спектры позволяют выделить несколько этапов увлажнения (2В, 2В₂, 3В), разделенные аридными фазами. Два первых из них соответствуют, скорее всего, началу двух стадий I-го постмаксимального (зырянского) оледенения, а последний связан с сартанским оледенением (ТЛ-дата — 26 ± 3 тыс. лет).

8. Регрессия середины (?) голоцена, вероятно, связана с термическим оптимумом; падение уровня фиксируется на отметках 5—10 м.

9. Небольшая трансгрессия второй половины голоцена до отметок 15—20 м выше современного уровня.

10. В настоящее время происходит регрессия озер, отмеченная многочисленными следами падения их уровня.

Настоящая схема разработана для бассейна оз. Хиргис-Нур, находит много аналогий и для других бассейнов (оз. Убса-Нур, озера Долины Озер и Северо-Восточной Монголии), хотя детализация стратиграфии озерных толщ этих районов еще недостаточная.

Кроме описанного озерного бассейна Хиргис-Нура, в Котловине Больших озер в плейстоцене существовали и другие крупные водоемы. Для Убса-Нура зафиксировано два уровня трансгрессий: первый (среднеплейстоценовый) — до отметки 1160 м, второй (верхнеплейстоценовый) — 960 м. Вероятно, в период максимальной трансгрессии существовал сток из хиргис-нурского озера в Убса-Нур через систему грабенов в районе г. Улангома, хотя разница в уровнях этих озер сохранялась.

В долине р. Кобдо существовал каскад проточных озер. Оз. Ачит-Нур достигало уровня 1500 м (выше на 65 м современного уровня); в ряде разрезов восточного берега на этих высотах наблюдается фациальное замещение солифлюкционно деформированных склоновых образований озерными песками [Девяткин и др., 1978].

Другая система плювиальных озер существовала в зоне Предальтайских впадин и в Долине Озер. Они питались как ледниковыми водами с Алтая и Хангая, так и более многоводными (ныне сухими или пересыхающими) реками со склонов этих хребтов. В Хойсунгобийской впадине существовал крупный озерный бассейн, в котором часть воды сбрасывалась из долины р. Дзабхан. Здесь имеются также два уровня озерной аккумуляции: на отметках 1300 (средний плейстоцен) и на 1120—1220 м (верхний плейстоцен). Намечается система стока на юго-восток, в Шаргаин-Гобийскую впадину, где одновозрастные озерные уровни установлены на высоте 1100 и 1000 м (табл. 24).

В самой Долине Озер озерные бассейны среднего плейстоцена были максимальных размеров, их уровень достигал отметок 1400—1420 м, при котором существовал единый озерный бассейн — от оз. Тагин-Цаган-Нура до Бон-Цаган-Нура. В это время осуществлялся частичный сброс воды и из долины р. Дзабхана через Дэлгэрханскую впадину, что предполагал Э.М. Мурзаев. Бурением и геофизическими работами выявлена погребенная под пролювием долина с аллювиальными отложениями значительной (20—40 м) мощности. Озерные среднеплейстоценовые отложения в Долине Озер представлены песками, часто перевейанными с поверхности. По-видимому, в это время существовал сток на восток, в сторону оз. Улан-Нур, где уровень максимальной трансгрессии достигал 1100 м.

В верхнем плейстоцене единого озерного бассейна в Долине Озер не существовало. Он разделился на два озера; для Бон-Цаган-Нура уровень этой трансгрессии был 1360 м, для Орок-Нура и Тагин-Цаган-Нура (один бассейн) — 1280—1300 м. Верхнеплейстоценовые отложения, как и в Котловине Больших Озер, имеют здесь типичный "озерный" рельеф поверхности — четкие береговые линии, абразионные террасы, косы и бары. К концу верхнего плейстоцена произошло окончательное разъединение всех трех озер. Их уровень понизился: Убса-Нур — 1320 м, Орок-Нур — 1240 м,

Таблица 24

Трансгрессивные уровни плювиальных плейстоценовых озер Монголии

Озеро и его урез, м	Средний плейстоцен		Верхний плейстоцен	
	абс. высота	относительная высота	абс. высота	относительная высота
1. Убса-Нур, 753	1160	303	960	207
2. Бассейн Хиргис-Нура, 1028	1260	232	1180	152
3. Ачит-Нур, 1435	1500	65	1450	15
4. Хойсуин-Гоби, 1200	1300	100	1250	50
5. Шаргаин-Гоби	1100	150	1000	50
6. Бон-Цаган-Нур, 1311 (общий уровень)	1420	109	1340	29
7. Орок-Нур, 1216	1420	204	1280	62
8. Улан-Нур	1100	120	1050	70
9. Буир-Нур, 583	750	167	670	87

Тацин-Цаган-Нур — 1260 м, полностью прекратилась связь с Улан-Нурской впадиной. Голоценовая регрессия фиксируется резким падением уровней озер, с образованием отшнуровывающихся от них солончаков.

Плейстоценовые озера Северо-Восточной Монголии принадлежат двум бассейнам — системе озер Буир-Нур, Далай-Нур и Торейским озерам. Для среднего плейстоцена отмечается максимальная трансгрессия до отметок 750 м, приведшая к образованию единого бассейна в районе озер Буир-Нур и Далай-Нур. Озерные отложения, в основном песчаного состава, образуют поверхности III и IV террас, местами перекрытых лёссовидными суглинками. Они прослеживаются на восток в Китай вдоль северного побережья оз. Буир-Нур. На юго-западе, в районе оз. Тамцаг-Булака, к их уровню привязаны сухие долины, идущие от предгорий хребта Хинган [Мурзаев, 1949]. Верхнечетвертичная трансгрессия отмечается до отметок 670 м. Она имела два основных уровня, к которым привязаны первая и вторая террасы рек Курулена и Халхин-Гола.

Для Торейской группы озер отмечаются довольно высокие уровни плейстоценовых трансгрессий. Так, С.С. Воскресенский и другие указывают на наличие 150—240 и 100—110-метровых уровней, последний из которых связан с высокими песчаными террасами р. Онона и может датироваться, вероятно, средним плейстоценом. Серия более низких уровней озерного бассейна Торей (до 60 м) сопоставляется с низкими террасами р. Онона и относится к верхнему плейстоцену. Е.И. Корнутовой и другими [1975] в этих озерных террасах наблюдались криогенные деформации.

Кроме этих трех крупных систем плювиальных озер с четко зафиксированными трансгрессивными уровнями с хорошо развитыми озерными отложениями, во впадинах Средней и Южной Гоби постоянно отмечаются признаки интенсивного бывшего оводнения территории [Моррис, 1940; Мурзаев, 1952, 1966; и др.]. Эти признаки выражены в виде долин с остатками аллювия, привязанных к сухим бессточным впадинам, на бортах которых иногда удается наблюдать озерные линии, террасы и т.д. Площади этих, по-видимому, сравнительно недолго существовавших озер достигали сотен квадратных километров. Часто в центрах гобийских впадин широко развиты песчаные массивы, которые являются осадками этих временных озер. Намечаются целые системы таких озер, связанных между собой (Галбын-Гоби, Шэрэтин-Гашун и др.). Вероятно, время наибольшего распространения этих бассейнов должно совпадать с периодами увлажнения климата в среднем и верхнем плейстоцене, как это было установлено для плювиальных озер Северо-Западной Монголии, т.е. отвечать плювиальным фазам начала ледникового цикла или всему ледниковому циклу, как это предполагают авторы монографии "Геокриологические условия. . ." (1974). Однако стратиграфия этих отложений и их корреляция с озерными осадками более северных районов Монголии еще не сделана.

В особый тип нами были выделены озера ледниковой и приледниковой зон [Десяткин и др., 1978]. Среди них особенно интересны ледниково-подпрудные озера,

и в частности Дархатское озеро [Спиркин, 1970; Девяткин и др., 1973]. Обязанное своим происхождением ледниковому подпруживанию, оно, вероятно, неоднократно возникало в Дархатской впадине, подобно другим крупным ледниковым озерам Алтае-Саянской обл. [Попов, 1962; Девятким, 1965]. В отличие от озерных бассейнов внеледниковой зоны эти озера получали максимум своего развития во время максимума оледенения, обусловившего их подпружное происхождение.

Таким образом, все различные типы плейстоценовых озер Монголии в целом связаны с периодами похолоданий и увлажнением климата. Намечается несовпадение во времени максимума развития озер внеледниковой и ледниковой зон. Первые наибольшее развитие получали в первую половину оледенения в связи с увеличением плючивальности климата. Вторые — ледниково-подпружные и морено-подпружные — связаны с максимумом оледенения и этапами его дегляциации.

Области речных долин Северной Монголии с комплексом аллювиальных отложений

Стратиграфия аллювиальных отложений крупных долин Северной и Северо-Восточной Монголии освещается в ряде работ [Болотова, 1966; Кожевников и др., 1972; Голубева, 1976]. К настоящему времени уже можно представить себе общую стратиграфию плейстоцена долинных комплексов аккумулятивных образований этих районов и сопоставить ее со стратиграфической схемой сопредельных районов Советского Союза [Равский и др., 1964; Логачев и др., 1964; Равский, 1972; Базаров, 1968; и др.] (рис. 50).

Наиболее сложно, как и на нашей территории, решается вопрос о выделении н и ж не г о п л е й с т о ц е н а. В долине р. Селенги к этому возрасту отнесены грубовалунные галечники, обнажающиеся в цоколях плейстоценовых террас в среднем течении реки [Корина, 1974]. Вниз по долине они опускаются ниже уреза и вскрываются скважинами, достигая мощности 30–60 м. Подобные погребенные галечники обнаружены бурением и в долинах притоков — по р. Орхону, Харе, Толе. Погребенный аллювий низовий р. Селенги и долин Прибайкалья также считается нижнеплейстоценовым [Флоренсов, 1960; Логачев и др., 1964]. Вверх по долине р. Селенги и ее притоков нижнеплейстоценовые отложения сохранились плохо; они встречаются в виде цокольных террас с небольшой мощностью галечного аллювия.

Для обоснования возраста этих отложений имеются некоторые палинологические материалы, полученные Н.А. Кориной [1974] для разреза вблизи пос. Шара-Манхатай. Здесь в цоколе террас обнажаются галечно-гравийные серовато-бурые отложения с прослоями бурых песков и щебней мощностью до 15–17 м. В спорово-пыльцевой диаграмме этих отложений Л.А. Крупениной выделено две зоны. Для первой характерно преобладание древесных элементов (50–70%) с присутствием широколиственных пород и доминантом пыльцы сосны и березы. Для второй зоны типично преобладание пыльцы степных и лесостепных форм с присутствием пыльцы широколиственных пород, а также пыльцы сосны и березы. Данный спектр Крупенина сравнивает со спектрами нижнего плейстоцена, полученными Л.В. Голубевой для разрезов Шара-Гол и средней части Тологой [Ревский, 1972], где выделен нижнеплейстоценовый тологойский комплекс млекопитающих.

Вероятно, к нижнему плейстоцену в бассейне р. Чулутуин-гол могут относиться отложения 40-метровой террасы, вложенные в высокую (70–80 м) эоплейстоценовую террасу, разрез которой был описан нами выше. В тыловой части этой террасы, представленной серыми щебнями с прослоями лёссовидных суглинков, заключен прослой базальтов с N-намагниченностью. ТЛ-датировка суглинков под базальтами $0,56 \pm 0,1$ млн. лет.

В бассейнах рек Керулена, Толы и Онона нижнеплейстоценовые отложения выделяются достаточно условно. К ним могут относиться светло-бурые галечники, залегающие в карьере Модото на красноцветах плиоцена. В долине р. Толы они обнажаются в карьере Налайха между красноцветами эоплейстоцена и перекрывающими их песками среднего плейстоцена. По р. Онону они вскрываются в цоколе 20–25-метровой террасы выше сомона Татал. Показательно присутствие в этом разрезе погребенной "красноцветной" почвы по кровле нижнеплейстоценовых песков,

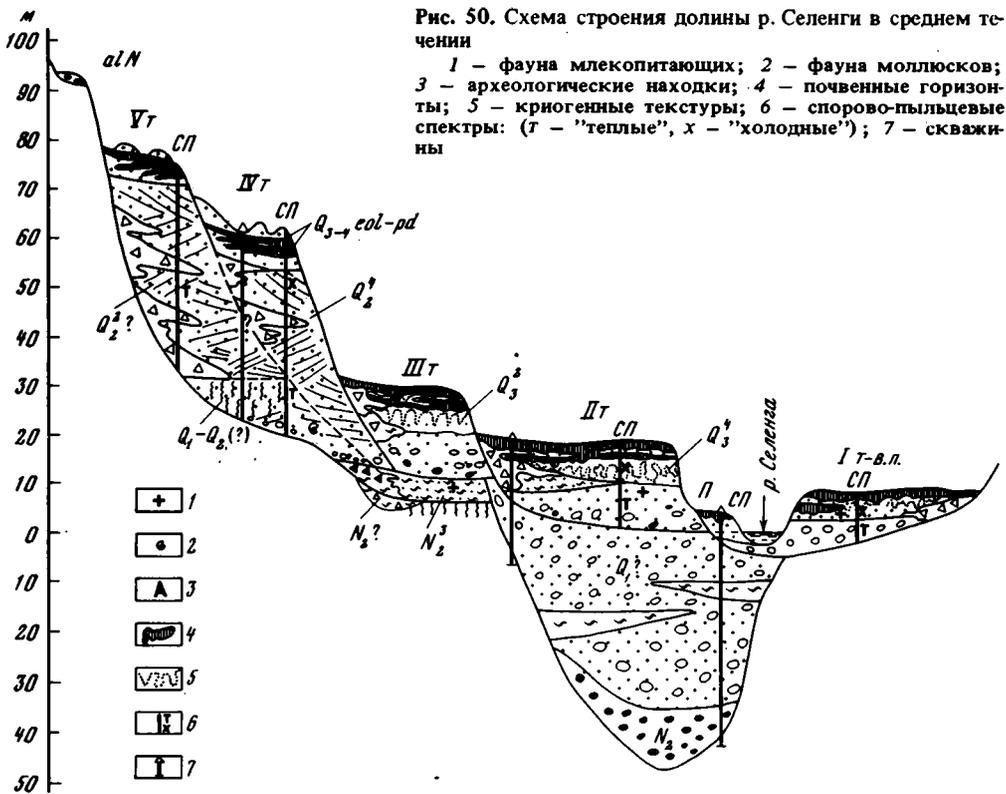


Рис. 50. Схема строения долины р. Селенги в среднем течении

1 — фауна млекопитающих; 2 — фауна моллюсков; 3 — археологические находки; 4 — почвенные горизонты; 5 — криогенные текстуры; 6 — спорово-пыльцевые спектры: (Т — "теплые", Х — "холодные"); 7 — скважины

под которыми залегают выветрелые галечники плиоцена. В низовьях долин рек Онона и Керулена нижнеплейстоценовый аллювий встречается в погребенном состоянии ниже уреза рек, достигая мощности 100 м. Это сероцветные галечники и пески, выделяемые на нашей территории в кангильскую свиту [Корнутова и др., 1975]. Эти отложения трудно отделить от подстилающих их верхнеплиоценовых (эоплейстоценовых) образований.

Таким образом, для бассейнов рек Северной и Северо-Восточной Монголии намечаются некоторые общие условия формирования нижнеплейстоценовых отложений и их литологических особенностей.

1. Слабобуроцветная окраска, присутствие выветрелого материала в их составе.
2. Залегание непосредственно на красноцветных осадках эоплейстоцена и под песчаными толщами среднеплейстоценовых террас.
3. Присутствие в их кровле погребенной красноцветной почвы, как в средней части разреза горы Тологой (Забайкалье), где эти осадки содержат нижнеплейстоценовую фауну.
4. Залегание в низовьях долин ниже уреза рек, что говорит о большом эрозионном врезе, предшествующем их образованию и имевшему по-видимому, региональный характер.
5. Лесостепной тип спорово-пыльцевых спектров, с максимумами пыльцы березы и сосны, с присутствием широколиственных элементов флоры.

Средний плейстоцен. Отложения этого возраста образуют в долинах рек хорошо выраженные в рельефе песчаные террасы средневысотного комплекса. Они достигают 80–90 м в низовьях рек Селенги, Орхона, Толы, Хары, Иро и образуют два уровня V (80–90 м) и IV (40–50 м) террас. Общий состав отложений и условия их залегания сходен с песками кривоярской свиты Забайкалья, проблеме возраста и генезиса которых посвящено много работ. По-видимому, следует признать наиболее верной точку зрения о полигенетической природе этих песков, среди которых преобладают аллювиальные образования, связанные с особым режимом рек во время начавшегося плейстоценового похолодания и горного оледенения. Важно отметить

чрезвычайно однородный состав песков в разных речных долинах, постоянное присутствие в их разрезах (особенно в тыловой части террас) линз и прослоев щебенисто-гравийного материала пролювиального генезиса, снесенного со склонов, переработанность золовыми процессами поверхности террас. В западной Монголии к этому возрасту относятся пески низовий рек Кобдо, Дзабхана, Хунгуя и Тэс-Гола, сильно переработанные золовыми процессами. Это — аллювиально-дельтовые отложения, опирающиеся на высокие уровни среднеплейстоценовых озерных террас во впадинах.

В ряде разрезов песчаных террас по рекам Селенге и Орхону виден непосредственный контакт их с подстилающими эоплейстоценовыми осадками. В разрезе Бурал-Обо пески 60–70-метровой террасы с размывом залегают на буроватых глинах и алевритах эоплейстоцена.

В низах песчаная толща не имеет четкой слоистости, слабо карбонатна, включает окатыши из подстилающих эоплейстоценовых отложений. Выше хорошо выражена четкая горизонтальная и наклонно-диагональная слоистость. В самых верхах разреза встречено три-четыре почвенных горизонта с кремнями и керамикой неолита. Эта часть разреза связана с многократным переувлажнением поверхности песчаной террасы. Палинологические исследования этого разреза, проведенные в разное время Г.Н. Шиловой и Л.В. Голубевой [1976], показали сходную картину изменения растительности (рис. 51, А): пыльца древесных пород достигает 50%, главным образом за счет сосны и березы. Присутствует пыльца липы, орешника, разнотравье состоит в основном из сложноцветных. Этот спектр отражает растительность влажных разнотравных степей, с участками березовых лесов по склонам гор и присутствием в долинах широколиственных пород деревьев. Состав растительности сильно отличается от типичных "самаровских" спектров кривоярской свиты Забайкалья и не показывает еще условий перигляциального климата. Л.В. Голубева склонна датировать его нижним плейстоценом. Нам представляется, что при оценке возраста нельзя исключить и низы среднего плейстоцена. На это, в частности, указывают находки хазарской фауны в низах кривоярских песков Забайкалья [Равский, 1972]. Кроме того, в основании песчаной толщи по р. Чикой В.А. Ботезату была собрана фауна пресноводных и наземных моллюсков: *Lymnaea stagnalis*, *L. (Radix) auricularia torquilla*, *L. (Radix) sp.*, *L. (Galbea) truncatula sibirica*, *Gyraulus acronicus*, *G. strömi*, *Armiger crista*, *Helicorbis ex gr. minima*, *Succinea ex gr. oblonga*, *S. pfeifferi*, *Vertigo modesta*, *Vallonia pulchella*.

Этот комплекс, по заключению С.М. Поповой, содержит формы, характерные для региона и ныне. Только *Helicorbis ex gr. minima* близок *H. sujfunensis minima* из ангинской толщи эоплейстоцена Прибайкалья; присутствует также сравнительно теплолюбивый вид *Vallonia pulchella*. На этом основании Попова предполагает досамаровский возраст комплекса, но не древнее верхов позднего плиоцена.

Таким образом, низы разреза песчаных толщ Северной Монголии и сопредельных районов Забайкалья, содержащие сравнительно "теплые" и "влажные" спорово-пыльцевые спектры, а также фауну, более древнюю, чем типичный мамонтовый комплекс, могут "опускаться" в нижний плейстоцен.

Верхняя часть песков высоких террас на территории Монголии не содержит криогенных текстур, которые свидетельствовали бы об их одновременности со среднеплейстоценовым оледенением, имеет существенно другой спорово-пыльцевой спектр (рис. 51, Б). Л.В. Голубева [1978] для песчаной 50–60-метровой террасы р. Иро приводит следующую характеристику развития растительности. В нижней части разреза пыльца древесных пород достигает 30%; здесь, кроме сосны, ели, сибирского кедра, березы, часто встречается пыльца граба, липы, дуба, вяза и орешника, выпадающая постепенно к верхам I зоны. II зона отличается господством травянистых растений, главным образом полевой, а также разнотравьем; много пыльцы лебедевых, злаков, появляется пыльца осок. Таким образом, спектр нижней части разреза может сопоставляться с диаграммой Бурал-Обо и отвечать в целом нижней (доледниковой) части разреза кривоярской свиты. Верхняя часть диаграммы свидетельствует о значительной остепенности территории в момент накопления отложений, но тундровые элементы флоры в ней еще не встречены.

В долине р. Керулена песчаные отложения слагают III и IV террасы. Их высоты вследствие большой ширины долины достигают лишь 30–40 м. В районе сомона Идермэг, в 45 км выше г. Чойбалсана, Голубевой для III (18–22 м) террасы полу-

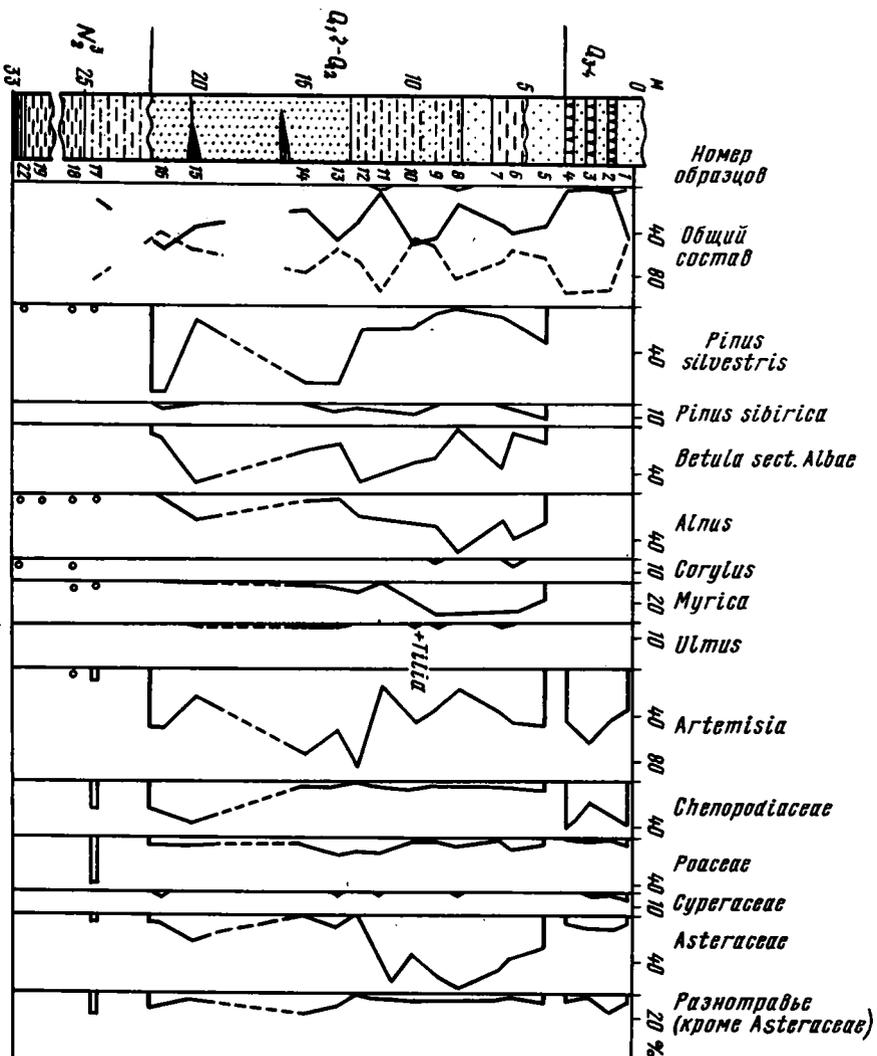
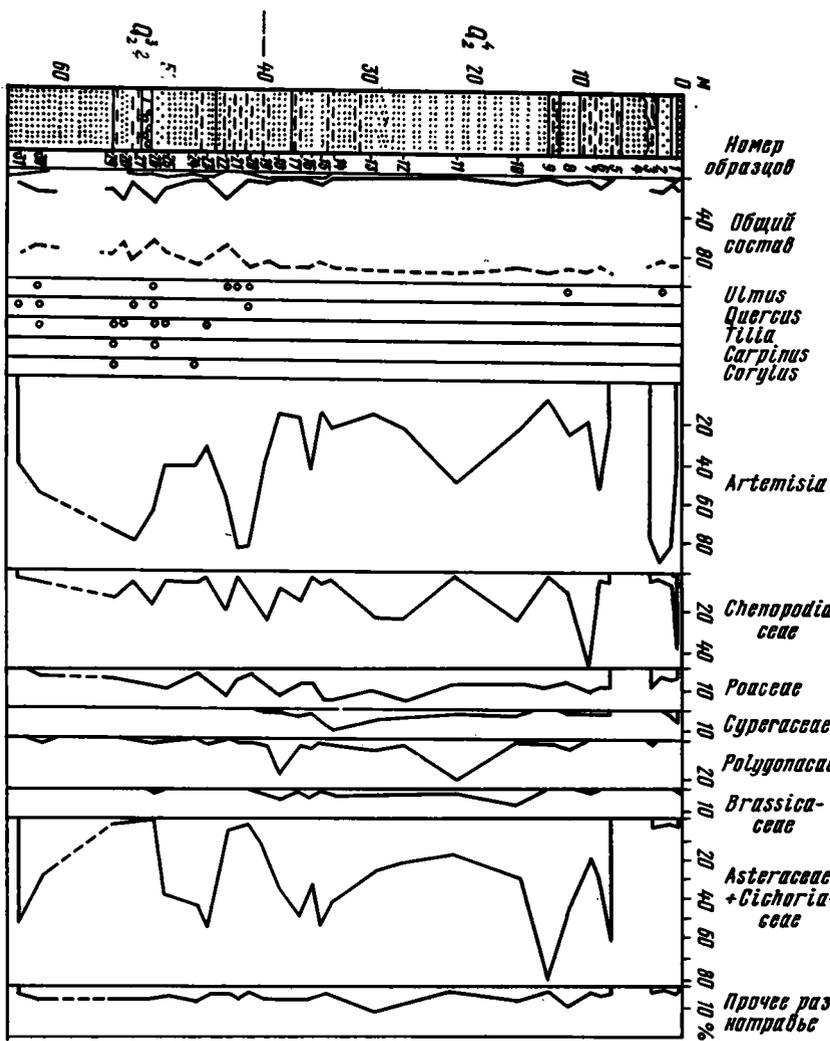
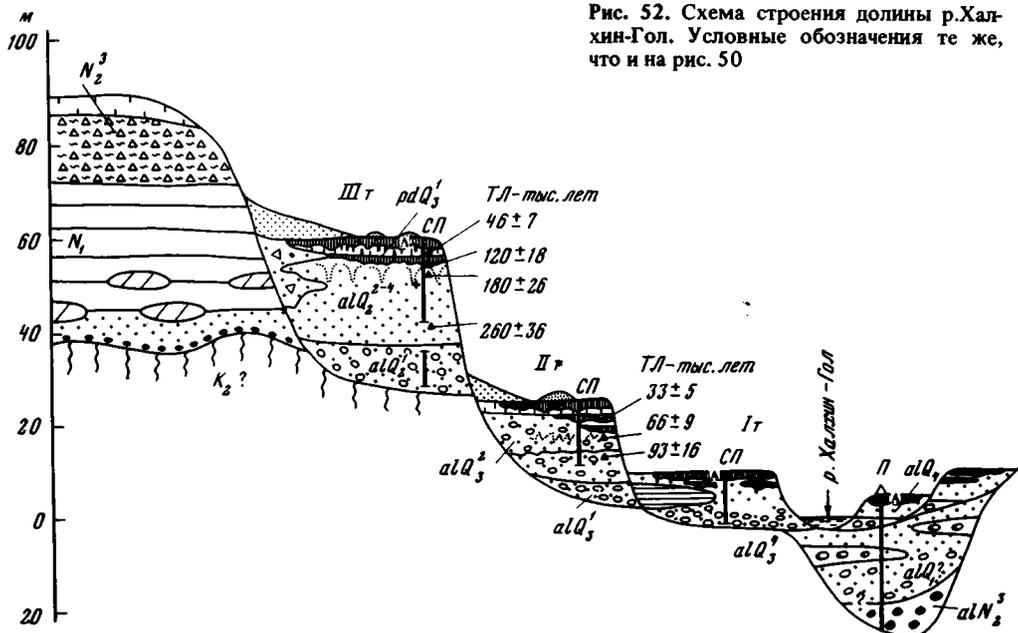


Рис. 52. Схема строения долины р.Халхин-Гол. Условные обозначения те же, что и на рис. 50



на спорово-пыльцевая характеристика. Для низов террасы отмечается преобладание пыльцы травянистых растений — полыней, лебедовых, меньше злаков и разнотравья. Среди древесных господствует пыльца древовидных берез, имеется пыльца ивы, сибирского кедра, а также единично встречается пыльца вяза, дуба, липы. В верхах разреза доминирует пыльца травянистых, в основном лебедовых и полыни, появляется пыльца осок, эфедры; встречена пыльца кустарниковой березы секций *Nanae* и *Fruticosae*. Таким образом, как и для бассейна р. Селенги, намечается двулучность спорово-пыльцевого спектра — нижняя часть достаточно теплая и влажная, верхняя — более сухая и прохладная.

Высокие песчаные террасы хорошо развиты в среднем и нижнем течении р. Онон, где они достигают высоты 35–50 м. Для них характерен тонкозернистый состав песков, линзовидные текстуры слоистости, присутствие прослоев щебенчатого материала в тыловых частях террасы.

В долине р. Халхин-Гол среднеплейстоценовые отложения образуют IV (45–60) террасу левого берега (рис. 52). Эта цокольная терраса имеет песчаный состав отложений, сходный с кривоярской свитой, достигающий мощности 15–20 м. В низах террасы преобладают промытые гравелистые пески, вверх переходящие в песчанистые алевриты с нечеткой слоистостью. По их кровле отмечается горизонт палеокриогенных деформаций, выраженных небольшими (до 1,0–1,2 м) мерзлотными клиньями, заполненными вышележащими лёссовидными суглинками. Эти суглинки имеют мощность до 2,0 м, включают местами мелкие линзы щебенчато-гравийного материала, являются покровными образованиями. В их кровле четко выражен горизонт погребенной почвы (до 0,8 м), отделенной от современной почвы прослоем песка (0,5 м), в которой обнаружена неолитическая керамика. Эта высокая терраса прослеживается вниз по долине р.Халхин-Гол, сливаясь с уровнем озерной аккумуляции среднего плейстоцена в котловине оз Буир-Нур.

Для этого разреза получены ТЛ-датировки: основание песчаного аллювия 260 ± 36 тыс. лет; кровля песчаного аллювия (под мерзлотными деформациями) 180 ± 26 тыс. лет; лёссовидные суглинки (над мерзлотными деформациями) 120 ± 18 тыс. лет; погребенная почва 46 ± 7 тыс. лет. Исходя из этих данных, аллювий III террасы должен относиться к первой половине среднего плейстоцена; включая время самаровского оледенения. Мерзлотные деформации, скорее всего относятся к

Рис. 51. Спорово-пыльцевые диаграммы четвертой и третьей песчаных террас р. Орхона
А — разрез Бурал-Обо; Б — разрез в устье р. Иро-Гол (составила Л.В. Голубева)

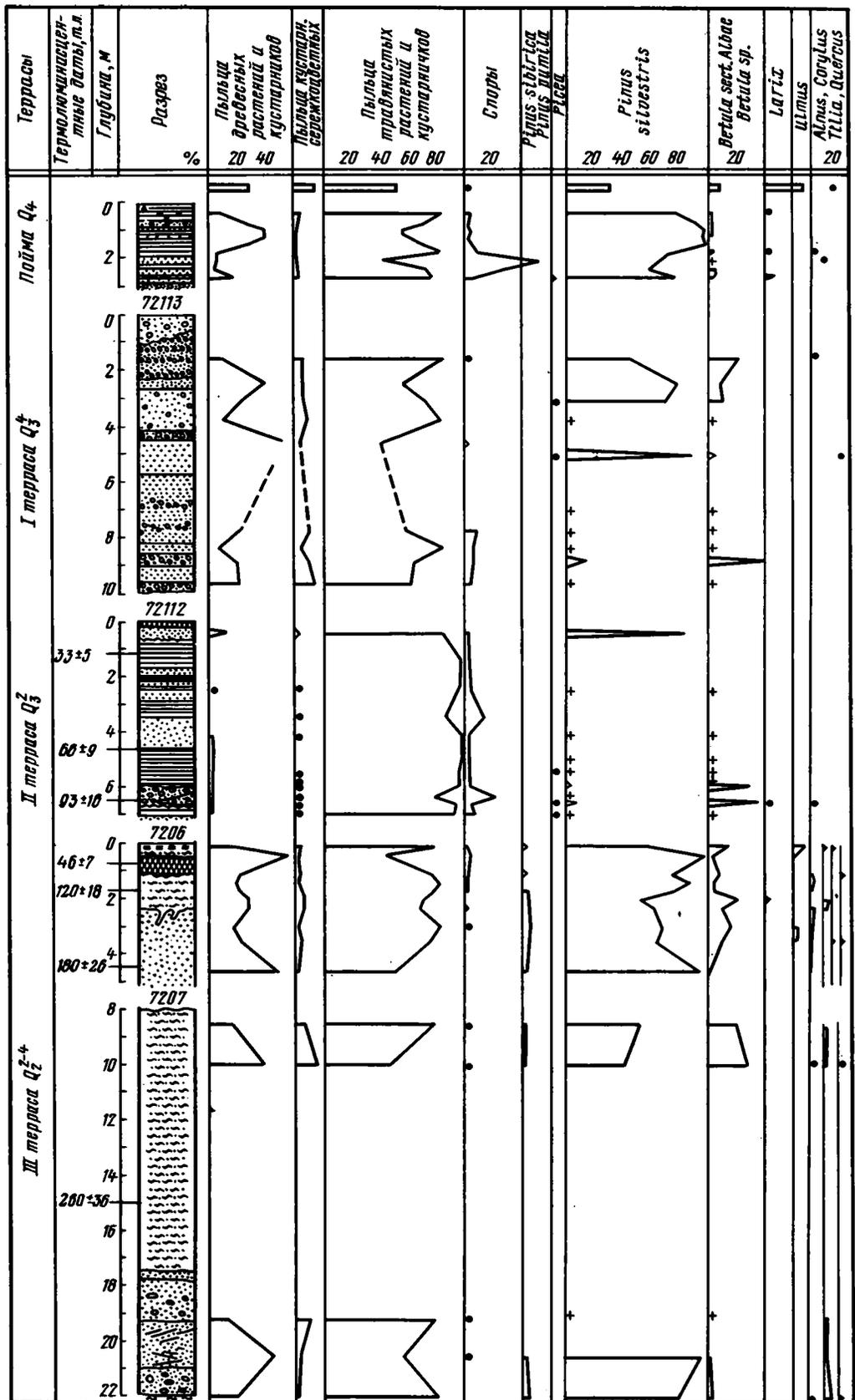
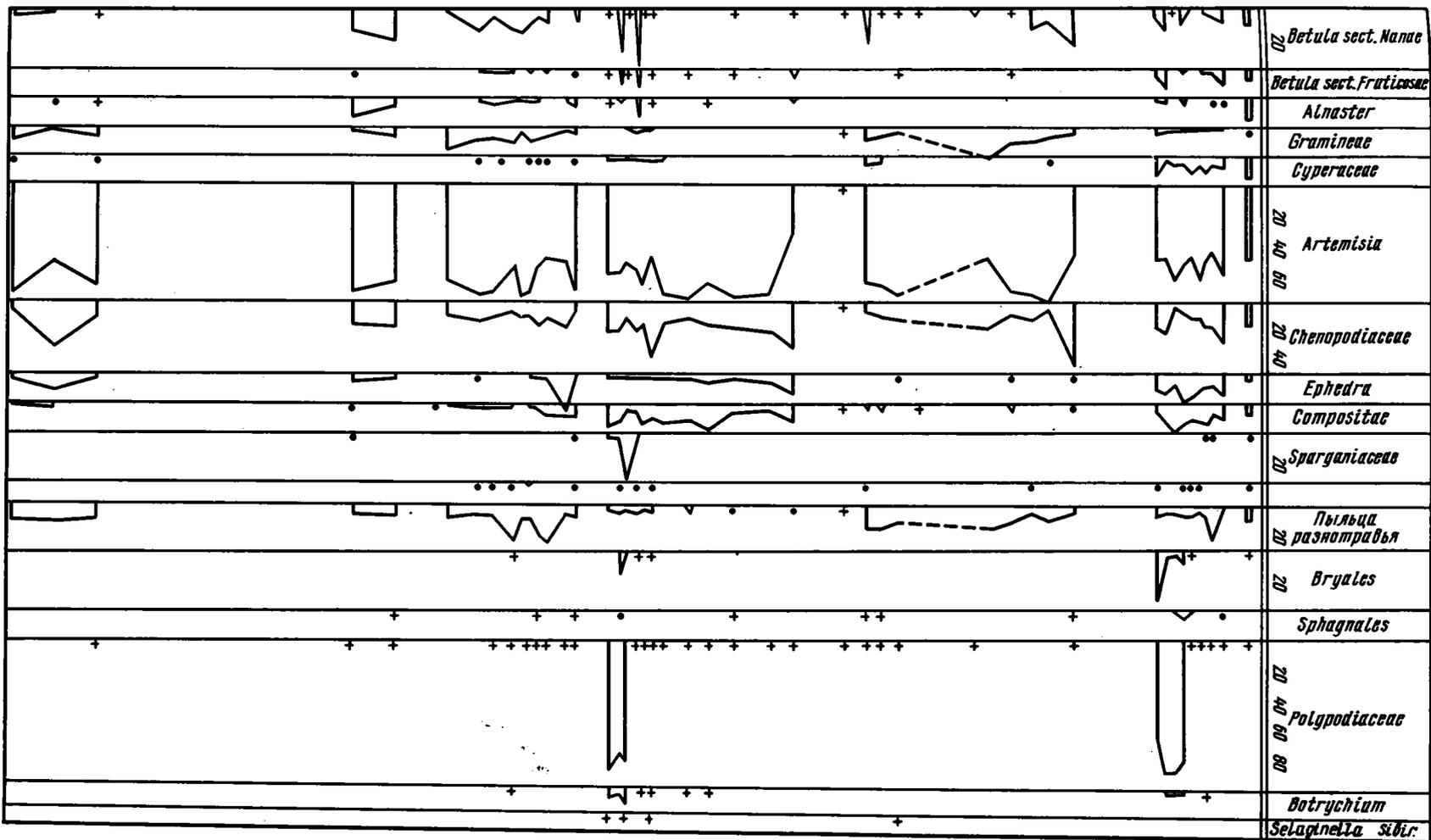


Рис. 53. Спорово-пыльцевые диаграммы разрезов террас р. Халхин-Гол, район высоты Хамар-Дабан (составила Е.М. Малаева)



тазовскому времени, так же как и перекрывающие их лёссовидные покровные образования. Погребенная почва отвечает каргинскому межледниковью.

Палинологические исследования, выполненные Е.М. Малаевой, показали, что в спектре низов террасы растительность бедная по разнообразию форм. Пыльца древесно-кустарниковой группы представлена формами, свойственными среднегорью Большого Хингана; отмечается также пыльца широколиственных (*Corylus cf. heterophylla* и *C. cf. manschurica*). Со средней части разреза существенно возрастает количество пыльцы древесных пород за счет берез (древесных и кустарниковых форм) и ольховника. Состав пыльцы травянистых растений также бедный. Для верхней части разреза характерно большее разнообразие пыльцы. Среди древесных отмечена пыльца липы, вяза, лещины; показательно разнообразие пыльцы травянистых растений, в которой преобладают луговые, лугово-степные и лугово-лесные формы. Очевидно, пояс березовых и сосново-березовых лесов в предгорьях Хингана был значительно шире, чем в настоящее время (рис. 53).

Спорово-пыльцевые спектры из лёссовидных отложений (выше криогенного горизонта) сходны с вышеописанными, но в них снижается участие древесной пыльцы, в том числе широколиственных пород.

Верхний плейстоцен. К верхнему плейстоцену в речных долинах северного сектора Монголии относятся отложения I и II террас, обычно занимающих высотный интервал до 20–25 м. В горных районах это – галечно-валунные террасы с нечеткой дифференциацией фациальных разностей пород. На поверхность этих террас опираются пролювиальные и солифлюкционно-делювиальные шлейфы. В крупных долинах нижнего течения рек Селенги, Орхона, Толы, Керулена две низкие террасы обычно имеют четкое двучленное строение разреза: в основании русловой галечник, сменяющийся вверх песчано-глинистым пойменным аллювием, местами с линзами оторфованных глин старичной фации. В разрезе II террасы верхняя часть аллювия затронута криогенными текстурами типа инволюций, хорошо описанными авторами монографии "Геокриологические условия . . ." [1974]. Этот горизонт криогенных нарушений наблюдался нами в разрезе II террас во всем северном секторе Монголии -- от долины р. Кобдо до долины р. Керулена. Иногда, кроме инволюций, наблюдались также криогенные деформации типа мерзлотных клиньев глубиной до 1–1,2 м. Выше этого криогенного горизонта выделяется горизонт погребенной почвы небольшой (0,3–0,6 м) мощности, отделенной от современной почвы прослоем щебневатых суглинков или песков. В этом прослое покровных образований также выделяется, хотя и менее четко, горизонт криогенных текстур. Разрез I террасы имеет один горизонт криогенных текстур, затрагивающих поверхность аллювиальных отложений; выше него расположен прослой щебневатых и суглинистых образований с развитой по ним современной почвой. В разрезах I и II террас в ряде мест Северной Монголии обнаружена фауна мамонтового комплекса [Дашзэвэг, 1962; Маринов, 1957; Геология Монгольской Народной Республики, 1974]. С ними же связаны верхнепалеолитические стоянки в долинах рек Толы, Орхона [Окладников, Троицкий, 1967].

Палинологические материалы получены по низким террасам почти всех крупных долин Северной Монголии.

В долине р. Халхин-Гол разрез II террасы (20 м), изученный В.Э. Мурзаевой и нами, имеет следующее строение: он состоит из пачек хорошо окатанных галечников с линзами песков (ТЛ-93 ± 16 тыс. лет), выше сменяющихся тонкими песками (ТЛ-66 ± 9 тыс. лет), по кровле которых развит горизонт погребенной почвы (0,5 м). Выше залегает вторая пачка песчаного аллювия с другим горизонтом погребенной почвы (ТЛ-33 ± 5 тыс. лет), отделенной от современной почвы прослоем песчано-щебенистого делювия (1,0–1,2 м).

Для низов разреза, по Е.М. Малаевой, характерно небольшое содержание пыльцы древесно-кустарниковой растительности, главным образом кустарниковых берез и ольховника. Появляется значительное количество спор, в том числе скальных форм. Увлажнение и общее похолодание – вот основные изменения, фиксируемые этим спектром, отражающим начало (?) зырянского времени. Выше спектр становится более бедным – отсутствуют споры и пыльца трав-влаголюбов, почти нет пыльцы древесно-кустарниковой растительности, что указывает на нарастание сухости во вторую половину (?) зырянского времени.

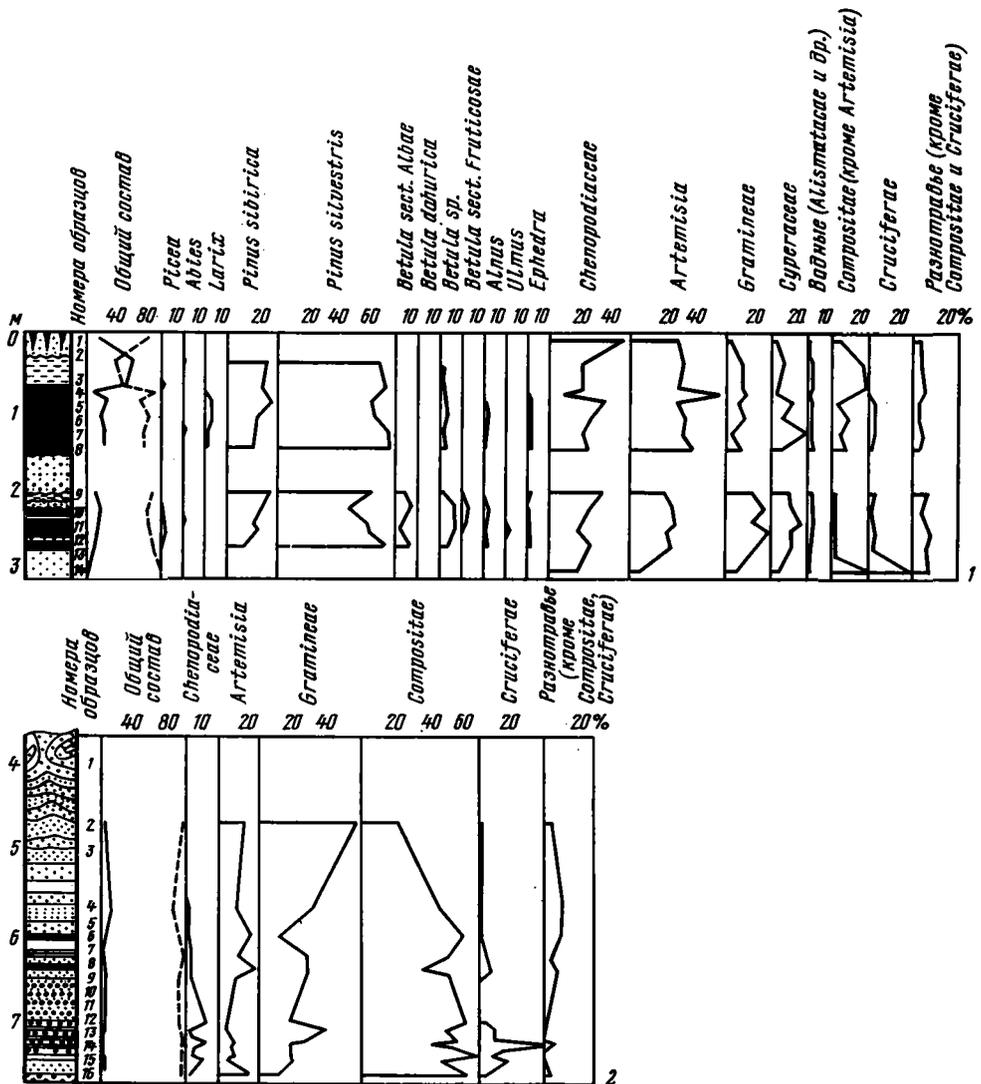


Рис. 54. Спорово-пыльцевые диаграммы первой (1) и второй (2) террас р. Керулен (составила Л.В. Голубева)

В разрезе I террасы намечается влажный и холодный период, выраженный в спектрах повышенным содержанием спор, увеличением пыльцы берез при незначительном содержании пыльцы сосны обыкновенной. Слабая тенденция к увеличению облесенности прослеживается вверх по разрезу.

В долинах рек Керулена и Ульдзы, по данным Л.В. Голубевой [1976], в спорово-пыльцевых диаграммах II террасы намечается выделение двух зон (рис. 54,2). В нижней зоне (основание аллювиальной толщи) пыльцевые спектры отражают растительность разнотравных степей с участием злаков, полыней, лебедовых, с присутствием пыльцы древесных пород – березы, сосны, ольхи, редко дуба. В верхней зоне (верхняя часть аллювиальной толщи с криогенными текстурами) отмечается определенная ксерофитизация растительности – разнотравные степи сменяются злаковыми и злаково-разнотравными степями со значительным участием полыней.

Формирование аллювия II террасы относится к верхнему плейстоцену, отражая условия начала (I пыльцевая зона) и максимума (II зона в криогенно-деформированном аллювии) зырянского оледенения.

В северных районах Монголии (бассейн рек Селенги и Орхона) в разрезе II террасы также намечается выделение двух зон [Голубева, 1978], несколько отличаю-

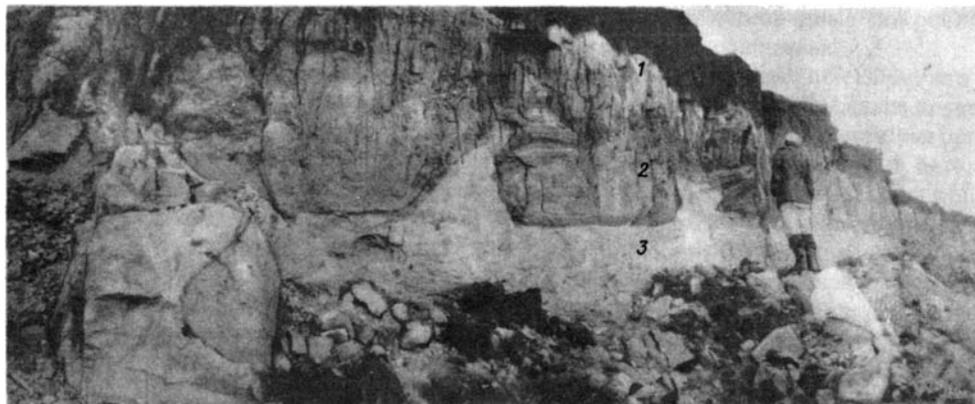


Рис. 55. Разрез первой террасы р. Онон у парома на сомон Татал. Сверху вниз видна почва (1), пойменные суглинки с криогенными текстурами типа инволюций (2), песчано-галечный аллювий (3)

щихся от палинозон II террасы бассейна рек Керулена и Ульдзы. Для 10–15-метровой террасы р. Орхона (нижнее течение) получена спорово-пыльцевая диаграмма. В низах (I зона) преобладает пыльца травянистых растений; повышенное содержание пыльцы древесных (7–15%) пород, среди которых отмечены сосна обыкновенная, кедр сибирский, ель, береза секции *Albae*, ольха, единично вяз, дуб, липа. В верхах разреза (II зона) содержание пыльцы древесных падает до 1–2%, среди травянистых господствуют полыни, мало лебедовых, среди семейства *Asteraceae* много пыльцы *Taraxacum*.

Подобные спектры характерны для II террас этого района, отражая более разнообразную растительность для начала накопления аллювия, с присутствием древесных, в том числе широколиственных элементов флоры (I зона) и более ксерофитную, и, по-видимому, холодостойкую растительность времени накопления верхней части аллювия. Присутствие криогенных текстур в верхах аллювия II террасы позволяет относить время его формирования к зырянскому времени (II зона), а низы аллювия, вероятно, отвечают концу предшествующего межледникового цикла – начальным (влажным) фазам зырянского похолодания.

Разрезы I террасы изучались в долинах рек Керулена и Ульдзы. В районе сомона Идэрмэг низы террасы сложены песчаным аллювием с прослоями оторфованных глин. Выше с размывом залегает прослой гравелистых песков, перекрытый торфом (0,8 м) и иловатыми суглинками. Эти отложения разбиты мерзлотным клином, выполненным суглинками. Из нижнего прослоя торфа получена радиоуглеродная датировка – 19500 ± 340 лет. Л.В. Голубева [1978] приводит следующую спорово-пыльцевую диаграмму этого разреза (рис. 54, I). В самых низах отмечается господство пыльцы травянистых, преимущественно разнотравья. Много пыльцы *Brassicaceae* (род *Alyssum*) и *Asteraceae*, а также *Chenopodiaceae*. Выше, в прослоях торфа, пыльца древесных достигает 12–18%; преобладает пыльца сосен (*P. silvestris* и *P. sibirica*), много пыльцы берез, в том числе *B. dahurica*, в небольшом количестве встречается пыльца *B.* секции *Fruticosa* и единично пыльца ели, пихты, лиственницы, ольхи, вяза. Состав травянистых очень разнообразен, увеличивается количество пыльцы осок, злаков, полыней, лебедовых. Эту часть спорово-пыльцевой диаграммы Голубева относит к концу каргинского межледникового, а вышележащие криогенно-деформированные отложения с радиоуглеродной датировкой – к сартанскому времени.

В долине р. Онон I терраса (7–8 м) вблизи сомона Татал сложена в нижней части галечниками и серыми песками, переходящими вверх по разрезу в серые супеси с двумя маломощными горизонтами погребенных почв, затронутых криогенными смятиями (рис. 55). По всему разрезу доминирует пыльца травянистых растений, но в низах (I зона) количество пыльцы древесных достигает 7–12%. Кроме пыльцы сосны и березы встречена пыльца кустарниковой березы. В составе травянистых много полыни и сложноцветных (*Asteraceae*, *Cichoriaceae*). В верхах разреза (II зона) появля-

ется пыльца эфедры (до 14%), резко увеличивается количество пыльцы лебедовых и полыни, встречены споры плаунов (*Lycopodium* sp., *L. alpinum*, *L. pungens*) и плаунка (*Selaginella sanquinolenta*). Голубева считает, что эта терраса формировалась в начальном этапе сартанского похолодания (I зона) и во время его максимума (II зона).

Палинологические материалы по разрезам пойм в долинах северного сектора Монголии показывают неоднократные колебания климата, происходившие в течение голоцена. Они вызывали небольшие изменения в составе растительности этих районов. По данным Н.Б. Виппера и других [1976], в позднем голоцене выделяются одна влажная (-суббореальный период) и одна сухая (-субатлантический период) фазы. За последние два тысячелетия растительный покров и климат практически не изменились.

Анализируя состав и изменение растительности территории Монголии в течение плейстоцена по размерам речных и озерных террас, можно сделать следующие выводы.

1. В течение плейстоцена структура и общий состав растительности в целом сохраняются, отражая достаточно аридную климатическую обстановку этой географической зоны.

2. Отмечаются неоднократные изменения степени увлажненности территории, проявляющиеся как в горных, так и в равнинных районах.

3. Чередование периодов пльвиальности и аридизации отражает смену периодов похолодания и потепления. По-видимому, пльвиалы соответствуют начальным фазам похолоданий, а ариды — периодам потепления климата.

4. Это соотношение может быть различным в северных и южных районах Монголии, а также в высокогорных и равнинных районах.

5. Общие изменения растительности при чередовании периодов пльвиальности и аридности не были столь глубокими, как в более северных районах перигляциальной зоны Азии; они не приводили к качественному изменению общей структуры и состава растительности.

6. Колебания климата приводили к вертикальному перемещению растительных зон горных районов и менее затрагивали равнинные территории, остававшиеся постоянно в пределах степной зоны.

7. Отмечается сохранение на протяжении всего эоплейстоцена и плейстоцена в составе растительности элементов широколиственный флоры (липа, вяз, лещина, дуб), связанной с горными условиями местообитания. К верхнему плейстоцену происходит постепенное снижение их участия в фитоценозах.

8. Элементы тундровой флоры высокогорий появляются уже в эоплейстоцене, но широкое развитие получают в спорово-пыльцевых спектрах верхнего плейстоцена.

Корреляция процессов плейстоценового осадконакопления разных зон Монголии

Проведенный обзор стратиграфии и палеогеографии плейстоцена для основных зон Монголии позволяет наметить общую схему их корреляции.

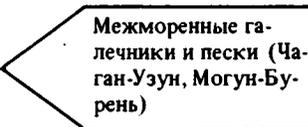
1. В низах нижнего плейстоцена повсеместно выделяется толща буроцветных галечников (верхи башкаусской и свиты туин-гол) преимущественно аллювиального типа.

2. В верхах нижнего плейстоцена в горных районах (Алтай) намечается выделение наиболее древнего ледникового горизонта. Ему, вероятно, соответствует часть свиты гошу, валунники Чоно-Хариаха, залегающие под озерными осадками в Котловине Больших Озер и, возможно, погребенный аллювий долин рек Селенги и Орхона.

3. По кровле отложений нижнего плейстоцена устанавливается развитие буроватной реликтовой почвы, отражающей "миндель-рисский" этап почвообразования (галечники Кызыл-Чина, поверхность нижнеплейстоценовых террас рек Кобдо, Узнчи, высоких конусов выноса в Монгольском Алтае, в кровле среднего горизонта разреза Тологой, почва по поверхности нижнеплейстоценовых галечников по р. Онон).

4. В среднем плейстоцене ледниковой зоны гор выделен сложный комплекс ледниковых образований, отвечающий двум крупным оледенениям; их можно коррелировать с самаровским и тазовским горизонтами Сибири. В предгорной зоне им, видимо, соответствует нижний горизонт "пльвиального" пролювия, вскрытый буровыми скважинами. В озерной зоне намечается выделение двух уровней

Корреляционная стратиграфическая схема плейстоцена Монголии

Стратиграфическая схема		Области высокогорных хребтов, подвергавшихся древнему оледенению (Алтай, Хангай, Хэнтэй)	Области среднегорных хребтов и предгорий без следов древнего оледенения	
Зап. Сибирь	Монголия			
Голоцен		Морены современных ледников в стадии деградации (3–5 стадий отступления)	Проллювиальные отложения современных конусов выноса	
Верхний плейстоцен	сарганский	Верхний плейстоцен	Верхний горизонт "плювиального" пролювия; солифлюкционно-делювиальные отложения на I террасе	
	каргинский		Эрозионный врез	
	зырянский		Ледниковый комплекс 1-го постмаксимального оледенения с несколькими крупными мегастадиалами. ТЛ–103±12 тыс. лет (Улан-Хус)	Средний горизонт "плювиального" пролювия; солифлюкционно-делювиальные отложения на II террасе
	казанцевский		?	Эрозионный врез
Средний плейстоцен	газовский	Средний плейстоцен	Нижний горизонт (несколько пачек) "плювиального" пролювия; пачки щебней в тыловых частях III и IV террас	
	мессовский		 <p>Межморенные галечники и пески (Чаган-Узун, Могун-Бурень)</p>	
	самаровский		ТЛ-266±30 (Чаган-Узун – "катунская" морена)	
	тобольский		Бурая реликтовая почва на морене в разрезе Кызыл-Чин. ТЛ–360±43 тыс. лет (слои Ак-Кая)	Бурая реликтовая почва на высоких пролювиальных конусах (хребет Джаргаланту-Нуру; долина рек Кобдо, Уэнчи)
	демяновский		Ледниковый комплекс домаксимального оледенения. ТЛ-380±43 (Кызыл-Чин), ТЛ-476±51 (Чаган-Узун). Эратические, выветрелые валуны вне края максимального оледенения (верховья р. Кобдо)	Сероцветные галечники свиты гошу и ее аналогов (предгорья Монгольского и Гобийского Алтая)
Нижний плейстоцен	демяновский	Нижний плейстоцен	? Буроцветные галечники верхов башкауской (Горный Алтай) и свиты туин-гол (Монгольский Алтай) ТЛ-560±60; 625±70 тыс. лет	

Области крупных межгорных впадин (Котловина Больших Озер, Долина Озер, Северо-Восточная Монголия).	Области крупных речных долин северного сектора Монголии (бассейны рек Селенги, Орхона, Керулена, Халхин-Гола)		
Береговые валы, пляжи, галечниковые полосы. Регрессия ниже современного уровня. $S_{14} - 5600 \pm 0,3$ тыс. лет	Низкая пойма. Высокая пойма; редкие криогенные текстуры		
Озерные отложения II и I террас. ТЛ-26 \pm 3 тыс. лет (оз. Хиргис-Нур)	Верхняя часть аллювия I террасы с горизонтом криогенных текстур. $S_{14} - 19,5 \pm 0,84$ тыс. лет (р. Керулен)		
Регрессия	Эрозионный врез; погребенная почва на II террасе (ТЛ-33 \pm 5 тыс. лет) и на III террасе (ТЛ-46 \pm 7 тыс. лет), р. Халхин-Гол; низы аллювия I террасы		
Озерные и озерно-дельтовые отложения III террасы. ТЛ-90 \pm 10; 76 \pm 9; 63 \pm 8 тыс. лет (р. Дзабхан)	Верхняя часть аллювия II террасы с ТЛ-66 \pm 9 тыс. лет (р. Халхин-Гол), горизонт криогенных деформаций		
Регрессивная фаза	Эрозионный врез; низы аллювия II террасы с ТЛ-93 \pm 16 тыс. лет (р. Халхин-Гол)		
Озерные и озерно-дельтовые отложения IV террасы. ТЛ-177 \pm 19 тыс. лет (р. Дзабхан)	Песчаные аллювиально-озерные, у склонов долин щебенчатые, отложения высоких террас бассейна рек Селенги, Орхона, Керулена, Онона. ("кривоярская свита")	Верхняя часть III песчаной террасы (30-40 м) с криогенными текстурами. ТЛ-180 \pm 36; 120 \pm 18 тыс. лет (р. Халхин-Гол)	
? Регрессивная фаза		Эрозионный врез; низы аллювия III террасы	
Аккумулятивная поверхность максимальной озерной трансгрессии; песчано-галечные отложения; ТЛ-260 \pm 30; 280 \pm 30 тыс. лет (Чоно-Хариах и Хиргис-Нур-2)		Верхняя часть IV песчаной (70-90 м) террасы (кривоярская свита по Э.И. Равскому) ТЛ-260 \pm 36 (низы террасы р. Халхин-Гол)	
Озерные светлые глины (Чоно-Хариах) ТЛ-320 \pm 42 тыс. лет R-эпизод		Бурая реликтовая почва (с. Онон)	
Сероцветные валунники (Чоно-Хариах)		Сероцветные галечники в цоколях террас с большим количеством выветрелого материала. ТЛ-560 \pm 100 тыс. лет (р. Чулуту)	
? Пески и бурые галечники верхов свиты туин-гол		Погребенные буроцветные галечники в бассейне низовий рек Селенги, Орхона и др.	

озерной аккумуляции (максимальный уровень и IV терраса), разделенных периодом регрессии. В речных долинах северного сектора Монголии к среднему плейстоцену относятся высокие (IV и III) песчаные террасы (=кривоярская свита Забайкалья). Нижний предел их возраста точно не установлен и может "опускаться" в нижний плейстоцен, так как низы разрезов этих террас содержат "теплые" спорово-пыльцевые спектры. Криогенные текстуры отмечаются только в верхах III террасы; они могут соответствовать второму (=газовскому) ледниковому горизонту среднего плейстоцена.

5. В начале верхнего плейстоцена (=казанцевское время) отмечается значительный этап деградации горного оледенения, регрессия озер и эрозионный врез в долинах.

6. В верхнем плейстоцене в горных районах выделяются два ледниковых горизонта (зырянский и сартанский) с рядом стадияльных слоев. В предгорьях им отвечают два горизонта "плювиального" пролювия, а в межгорных впадинах уровни озерной аккумуляции III и двух низких озерных террас с четкими формами "озерного" рельефа на поверхности. В речных долинах выделяются две террасы, затронутые в верхних частях разреза криогенными текстурами. Спектры низов аллювия террас более "теплые", чем спектры верхних частей их разрезов.

В верхнем плейстоцене выделяется этап деградации горного оледенения (=каргинское время), которому соответствует регрессивная фаза в котловинах и эрозионное врезание в долинах Северной Монголии.

7. В голоцене в горных районах происходит дальнейшая деградация оледенения (несколько стадий). В предгорьях формируется современный горизонт "аридного" пролювия. В котловинах отмечается в середине голоцена фаза регрессии (ниже современного уровня озер). Эта же фаза аридизации наблюдается в спектрах пойм речных долин Северной Монголии.

Корреляция основных событий плейстоцена дана в табл. 25.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение стратиграфических материалов по кайнозою такой огромной территории, как Внутренняя Азия, остающейся до сих пор еще сравнительно слабо исследованной, является первой попыткой такого рода. Естественно, что не все поставленные перед автором задачи могли быть решены с желаемой полнотой. Продолжающиеся исследования совместных советско-монгольских геологической и палеонтологической экспедиций ежегодно дают массу нового материала, который не мог быть полностью включен в эту книгу и в дальнейшем потребует других обобщающих работ, скорее всего, по отдельным этапам геологической истории кайнозойского времени. Мне представляется, что наиболее актуальными и перспективными должны быть следующие направления исследований по континентальному кайнозою Внутренней Азии.

1. Детализация биостратиграфической схемы палеогена и особенно неогена на базе использования фауны мелких млекопитающих.

2. Палеофлористические и в том числе палинологические исследования по всему кайнозою.

3. Разработка детальной геохронологической схемы кайнозою с использованием комплекса физических методов (радиологический, палеомагнитный, термолюминесцентный). Территория Внутренней Азии дает возможность создания трех "независимых" схем — биостратиграфической, магнитостратиграфической и геохронологической, — четко скоррелированных между собой.

4. Корреляция основных событий кайнозою — этапов развития фауны и флор, климатических изменений, тектонических движений, циклов осадконакопления и развития рельефа для территории всей Внутренней Азии.

5. Корреляция стратиграфических подразделений континентального кайнозою Азии с зональными шкалами кайнозою морских и океанических бассейнов путем прослеживания выделенных горизонтов на запад (Казахстан, Средняя Азия, Крымско-Кавказская обл.) и на восток в сторону Приморья. Такая "дальняя" корреляция возможна лишь с использованием всех указанных методов.

Намеченные направления требуют дальнейших исследований нового качественного уровня.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л.В., Пимус Г.В., Леснов Ф.П.* и др. Глубинные включения в щелочных базальтах трубчки Шаварын-Чарам (МНР). — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 5.
- Адаменко О.М.* Мезозой и кайнозой степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974.
- Адаменко Р.С.* Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие из новых месторождений в верховьях Лены. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 43.
- Адаменко Р.С.* Остатки мелких млекопитающих из верхнеплиоценовых отложений ангинской свиты Прибайкалья. — Геология и геофизика, 1976, № 11.
- Адаменко О.М., Кульчичский А.А., Адаменко Р.С.* Мезо-кайнозойские поверхности выравнивания, коррелятные отложения и проблемы бокситоносности Предбайкальского прогиба. — Геоморфология, 1976, № 1.
- Алексеев М.Н.* О соотношении ледниковых, межледниковых, аридных и пловивальных эпох плейстоцена северного полушария. — В кн.: Тез. к IX конгр. № 24, INQA, 1973.
- Алексеев М.Н.* Антропоген Восточной Азии (стратиграфия и корреляция). М.: Наука, 1978.
- Алексеева Л.И.* Мастодонт *Serridentinus gobiensis* из Бэгэр-Нура (Монголия). — Палеонтол. журн., 1959, № 3.
- Алексеева Л.И.* О мастодонте из месторождения Оши (Западная Монголия): — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1971.
- Алтае-Саянская горная область. М.: Наука, 1969. (Сер. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Антощенко-Оленев И.В.* Кайнозой Джиды. М.: Наука, 1975.
- Архипов С.А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971.
- Архипов С.А., Вотах М.Р., Казьмина Т.А.* К стратиграфии четвертичных отложений Приобского степного плато. — В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1968.
- Архипов С.А., Галкина Л.И., Зулин А.Н., Липагина В.Д.* Биостратиграфия и палеомагнетизм плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато. — В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973.
- Архипов С.А., Кулькова И.А.* Новые данные об олигоценовых и неогеновых отложениях Чулымо-Енисейской впадины. — Геология и геофизика, 1965, № 12.
- Асеев А.А., Маккавеев А.Н.* Геоморфология (гляциальная геоморфология). — В кн.: Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1976, т. 4.
- Аубекерова П.А.* Плиоценовая фауна юго-востока Казахстана. — В кн.: Тез. докл. I науч. конф. молодых ученых АН КазССР. Алма-Ата, 1963.
- Аубекеров Б.Ж., Аубекерова П.А., Бирюков М.Д.* Стратиграфическое положение и фауна позвоночных серо-зеленых глин левобережья Павлодарского Прииртышья. — В кн.: Решения и тр. межвед. совещ. по доработке и унификации стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности. Тюмень, 1970.
- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1975.
- Багадасарян Г.И. Ваш Диониз, Гукасян Р.Х.* Материалы к геохронологической шкале абсолютного летосчисления. — В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. (Комис. по определению абсолют. возраста геол. формации. XVII сессия. М.: Наука, 1974.
- Багин В.И., Десяткин Е.В., Салтыковский А.Я.* Некоторые результаты термомангнитных исследований кайнозойских базальтов Центральной Монголии. — В кн.: Ассоциация вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973.
- Бадамгарав Д., Десяткин Е.В., Даишээвэ Д.* и др. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Долины Озер: (К вопросу о выделении стратотипического района для палеогена и неогена Центральной Азии). — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
- Бадамгарав Д., Решетов В.Ю.* О новом месторождении раннетретичных млекопитающих в Заалтайской Гоби (Монголия). — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Бажанов В.С.* О возрасте миоценовых фаун млекопитающих Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. зоол., 1951, № 105, вып. 10.
- Бажанов В.С., Костенко Н.Н.* Корреляция отложений кайнозоя Казахстана и Индии по фауне млекопитающих. — В кн.: Вопросы геологии Казахстана: Материалы к XXII сессии Междунар. геол. конгр. Алма-Ата, 1965.
- Базаров Д.Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968.
- Базаров Д.Б., Антощенко-Оленев И.В., Резанов И.Н.* и др. Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья и некоторых сопредельных районов. — В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1976.

- Барсболд Р.* Биостратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела гобийской части МНР. М.: Наука, 1972.
- Белова В.А.* Природные условия котловины Байкальской рифтовой зоны в позднем кайнозое. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.
- Белова В.А.* История развития растительности котловины Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1975.
- Беляева Е.И.* Материалы к характеристике верхнетретичной фауны млекопитающих Северо-Западной Монголии. — Тр. Монгол. комис. АН СССР, 1937, № 9, вып. 33.
- Беляева Е.И.* Каталог местонахождений третичных наземных млекопитающих на территории СССР. — Тр. ПИН АН СССР, 1948, т. 15, вып. 3.
- Беляева Е.И.* Примитивные носорогообразные Монголии. — Тр. ПИН АН СССР, 1952, т. 41.
- Беляева Е.И.* Некоторые итоги изучения третичных фаун наземных млекопитающих Советского Союза. — В кн.: Третичные млекопитающие СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
- Беляева Е.И.* О некоторых носорогах семейства Rhinocerotidae из неогена Западной Монголии. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1971.
- Беляева Е.И.* К вопросу о географическом и стратиграфическом распространении синотери (Mammalia, Rhinocerotidae). — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1975.
- Беляева Е.И., Трофимов Б.А.* Развитие и смена млекопитающих на рубеже мезозоя и кайнозоя: (Автореф. докл.). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 6.
- Беляева Е.И., Трофимов Б.А.* Основные этапы развития фаун наземных третичных млекопитающих азиатской части ССР. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских, палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л.: Наука, 1967.
- Беляева Е.И., Трофимов Б.А., Решетов В.Ю.* Основные этапы эволюции млекопитающих в позднем мезозое — палеогене Центральной Азии. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
- Бергррен В.А.* Хроностратиграфия кайнозоя, зональное распределение планктонных фораминифер и радиометрическая временная шкала. — В кн.: Четвертичное оледенение Земли: Соврем. представления, теории, методы исследований. М.: Мир, 1974.
- Берингия в кайнозое. — В кн.: Материалы Всесоюз. симпоз. "Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое". Владивосток, 1976.
- Бирюков М.Д., Воскобойников М.Е., Савинов П.Ф.* К стратиграфии неогена Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1968, № 2.
- Бирюков М.Д., Костенко Н.Н.* Относительно обайлинской фауны млекопитающих Зайсанской котловины. — Вестн. АН КазССР, 1965, № 12.
- Богацкий Б.М., Розенберг Л.И., Цеховский Ю.Г.* Вопросы стратиграфии неогеновых отложений Юго-Восточного Алтая. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1974, т. 49, № 2.
- Боголепов К.В.* Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Болотова Н.Я.* К стратиграфии кайнозойских отложений Северо-Восточной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии МНР. М.: Недра, 1966.
- Борисов Б.А.* Стратиграфия верхнего мела и палеогена — неогена Зайсанской впадины. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1963.
- Борисяк А.А.* Обзор местонахождений третичных наземных млекопитающих. — Тр. ПИН АН СССР, 1948, т. 15, вып. 3.
- Борисяк А.А., Беляева Е.И.* Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР. — Тр. ПИН АН СССР, 1948, т. 15, вып. 3.
- Вангенгейм Э.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977.
- Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е.* и др. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. — Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 152.
- Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г.* Некоторые данные о времени и условиях накопления забайкальских песков. — В кн.: Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 19.
- 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.
- Вангенгейм Э.А., Жегалло В.И., Закигин В.С.* Этапы развития фауны млекопитающих позднего неогена и начала антропогена в Северной Азии. — Геология и геофизика, 1972, № 6.
- Вангенгейм Э.А., Закигин В.С.* Фауны млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточноевропейскими. — В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М.: Наука, 1969.
- Вангенгейм Э.А., Закигин В.С.* Фауны млекопитающих эоплейстоцена Сибири и неоген-четвертичная граница. — В кн.: Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой". М.: Наука, 1972.
- Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л.* и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики: (Стратиграфия и тектоника). Л.: Гостоптехиздат, 1959.
- Виппер П.Б., Дорофеюк Н.И., Соколовская В.Т.* История формирования озера Дун-Нур и динамика растительного покрова Монгольского Алтая в голоцене. — В кн.: История озер и внутренних морей аридной зоны: IV Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л., 1975, т. 4.

- 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. — В кн.: Структура и динамика основных экосистем МНР. М.: Наука, 1976, т. 8.
- Влодавец В.И.* О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2.
- Воскресенский С.С.* Геоморфология Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1962.
- Вялов О.С.* Сопоставление разрезов палеогена Туркмении с Кавказом и Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 3.
- Габуния Л.К.* Обайлинская фауна — древнейший комплекс ископаемых СССР. — Сообщ. АН ГССР, 1961, т. 27, № 6.
- Габуния Л.К.* Вымирание древних рептилий и млекопитающих. Тбилиси: Мецниереба, 1969.
- Габуния Л.К.* О древнейшем представителе бронтотерид Евразии. — Сообщ. АН ГССР, 1970, вып. 58, № 3.
- Габуния Л.К.* О новом представителе кондилартр (Condylartra) из эоцена Зайсанской котловины. — Там же, вып. 61, 1971, № 1.
- Габуния Л.К., Десяткин Е.В., Рубинштейн М.М.* Данные об абсолютном возрасте кайнозойских континентальных отложений Азии и их биостратиграфическое значение. — Докл. АН СССР. Отд. геол., 1975, т. 225, вып. 4.
- Габуния Л.К., Рубинштейн М.М.* К вопросу о параллелизации неогеновых и позднепалеогеновых отложений Старого и Нового Света (по данным ископаемых млекопитающих и абсолютного возраста). — В кн.: Вопросы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1964.
- Габуния Л.К., Рубинштейн М.М.* Биостратиграфическая параллелизация кайнозойских отложений Евразии и Сев. Америки в свете данных абсолютной геохронологии. — Изв. Геол. о-ва Грузии, 1965, т. 4, вып. 1.
- Габуния Л.К., Трофимов Б.А.* Связи третичных млекопитающих Европы и Азии. — В кн.: Третичные млекопитающие: Докл. сов. палеонтологов на XXII сессии Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1964.
- Габуния Л.К., Рубинштейн М.М.* О сопоставлении кайнозойских отложений Евразии и Сев. Америки на основании ископаемых млекопитающих и абсолютного возраста. — В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов. М.: Наука, 1968.
- Габуния Л.К., Рубинштейн М.М.* Об абсолютном возрасте рубежа палеоген-неоген. — Geol. zbornik, geologica Carpatica, 1977, bd. 28, N 1.
- Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н.* Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М.: Наука, 1962, Т. 1, 2.
- Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1973.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973.
- Геохронология СССР. Новейший этап (поздний плиоцен—плейстоцен). Л.: Недра, 1974, т. 3.
- Герасимов И.П., Марков К.К.* Ледниковый период на территории СССР. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1937, вып. 33.
- Глуховская Н.Б.* Неогеновые харофиты Северо-Западного Прибалхашья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 6.
- Глуховская Н.Б.* Изменение комплексов харофитов в плиоценовых отложениях свиты хиргиснур Западной Монголии при изменении характера озерных бассейнов. — В кн.: История озер СССР в позднем кайнозое. Иркутск, 1979, ч. 1.
- Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М.* Магнитобиостратиграфический разрез верхнеплиоценовых отложений Прибайкалья. — В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976.
- Гнибиденко З.Н., Ербаева М.А., Поспелова Г.Н.* Палеомагнетизм и биостратиграфия некоторых отложений верхнего кайнозоя Западного Забайкалья. — Там же. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Година А.Я.* Новые данные по ископаемой жирафе из рода *Samotherium*. — Vertebrata Palasiatica, 1959, vol. 3, N 2.
- Година А.Я.* Новые данные о жирафах рода *Palaeotragus* из неогеновых отложений Западной Монголии. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1971.
- Година А.Я.* *Palaeotragus* из неогеновых отложений Западной Монголии и Средней Азии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1975.
- Голубева Л.В.* Растительность Северо-Восточной Монголии в плейстоцене и голоцене. — В кн.: Структура и динамика основных экосистем Монгольской Народной Республики. Л.: Наука, 1976.
- Голубева Л.В.* Растительность Северной Монголии в плейстоцене и голоцене (бассейн рек Селенги и Орхона). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3.
- Гравис Г.Ф., Гаврилова М.К., Заболотный С.И.* и др. Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.
- Градусов Б.Н., Десяткин Е.В., Черняховский А.Г.* Изменение минеральной части почв при длительном воздействии сухостепного почвообразования. — В кн.: Кора выветривания, 1974, № 14.
- Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В., Шанцер Е.В.* Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическом подразделении антропогенной системы. — В кн.: Вопросы геологии антропогена. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В., Шанцер Е.В.* Схема подразделений антропогена. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1969, № 36.
- Громова В.И.* Примитивные тапирообразные из палеогена Монголии. — Тр. ПИН АН СССР, 1952, т. 41, вып. 1.

- Громова В.И.* Гигантские носороги. — Тр. ПИН АН СССР, 1959, т. 21.
- Дашзэвэг Д.* Об остатках мамонта и лошади из плейстоценовых отложений Северной Монголии — *Vertebrata Palasiatica*, 1962, vol. 6, N 2.
- Дашзэвэг Д.* Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Восточной Монголии. — Докл. АН СССР, 1966. Сер. геол., т. 168, № 3.
- Дашзэвэг Д.* Новые данные о возрасте нижнепалеогеновых отложений Нэмэгэтинской котловины Монголии. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1968, т. 182, № 2.
- Дашзэвэг Д.* Новые данные о стратиграфии среднеолигоценовых отложений МНР. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.
- Дашзэвэг Д.* Стратиграфия и фауна верхнепалеогеновых отложений Монгольской Народной Республики: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, М.: ГИН АН СССР, 1971а.
- Дашзэвэг Д.* Новый *Tachyoryctoides* (Mammalia, Rodentia, Cricetidae) из олигоцена Монголии. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1971б.
- Дашзэвэг Д.* Миоценовый мунтжак (*Dicoceros*, Ruminantia) из Дариганги и замечания о возрасте фауны Тунг-Гур (Внутренняя Монголия). — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
- Дашзэвэг Д.* Новые данные об *Entelodontidae* (Artiodactyla, Suiformes) из олигоцена Монголии. — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976а.
- Дашзэвэг Д.* Новые мезонихиды (*Condylarthra*, Mesonichidae) из палеогена Монголии. — Там же.
- Дашзэвэг Д.* Находка гиракотерия в Монголии. — Палеонтол. журн., 1979, № 3.
- Дашзэвэг Д.* Новые пантодонты из эоцена Монголии. — Палеонтол. журн., 1980, № 2.
- Девяткин Е.В.* О третичных отложениях Джулукульской котловины (Восточный Алтай). — Докл. АН СССР, 1959, т. 141, № 5.
- Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и новейшая тектоника Юго-Восточного Алтая. — Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 126.
- Девяткин Е.В.* Мезо-кайнозойская тектоника Западной Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, № 3.
- Девяткин Е.В.* Геология кайнозоя Западной Монголии. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.
- Девяткин Е.В.* К стратиграфии плейстоценовых отложений Западной Монголии. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, т. 2.
- Девяткин Е.В., Жегалло В.И.* Новые данные о местонахождении неогеновых фаун Северо-Западной Монголии: (К вопросу о выделении стратиграфического района для неогена Центральной Азии). — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
- Девяткин Е.В., Зажигин В.С.* Эоплейстоценовые отложения и новые местонахождения фауны Северной Монголии. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
- Девяткин Е.В., Зажигин В.С., Лискун И.Г.* Первые находки фауны мелких млекопитающих в плиоцене Тувы и Западной Монголии. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 2.
- Девяткин Е.В., Лискун И.Г.* Новые материалы по стратиграфии и фауне кайнозойских отложений Западной Монголии. — Докл. АН СССР, 1967, т. 171, № 1.
- Девяткин Е.В., Лискун И.Г., Певзнер М.А., Бадамгарав Д.* К стратиграфии кайнозойских базальтов Монголии: (Опыт геолого-геоморфологической и палеомагнитной стратиграфии базальтов). — В кн.: Ассоциация вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973.
- Девяткин Е.В., Лискун И.Г., Чепальга П.Л.* Фауна пресноводных моллюсков из плиоцена Западной Монголии. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1971.
- Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Мурзаева В.Э., Шелкопяс В.Н.* Плиоциальные плейстоценовые бассейны Котловины Больших Озер Западной Монголии: (Стратиграфия и геохронология). — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 5.
- Девяткин 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.
- Девяткин Е.В., Смелов С.Б.* Базальты и их положение в разрезе осадочного кайнозоя Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, т. 1.
- Девяткин Е.В., Черняховский А.Г., Хосбаяр П.* О коре выветривания в Бэгэрнурской впадине (Зап. Монголия). — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.
- Девяткин Е.В., Шилова Г.Н.* Палинологическая характеристика некоторых опорных разрезов плиоценовых и четвертичных отложений Западной Монголии. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.
- Диденко-Кислицина Л.К.* Геоморфология, стратиграфия и новейшая тектоника северо-восточной части Джунгарского Алатау. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1965, вып. 3 (28).
- Диденко-Кислицина Л.К., Бирюков М.Д., Байбулатова Р.Б.* Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Джунгарского Алатау. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1971, вып. 4 (29).
- Дмитриева Е.Л.* Ископаемые винторогие антилопы Западной Монголии и некоторых районов Средней Азии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1975.

- Дмитриева Е.Л.* Антилопы неогена Монголии. М.: Наука, 1977.
- Домбровский Б.С.* Главнейшие результаты 1-й Монгольской экспедиции Ученого комитета МНР и Научно-исследовательского краеведческого института при Государственном дальневосточном университете в 1925 г. Хабаровск; Владивосток, 1927.
- Дорофеев П.И.* О находке третичной флоры на Алтае. — Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 5.
- Дуброво И.А.* Новые данные о мастодонтах Западной Монголии. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
- Дуброво И.А.* *Tetralophodon sinensis* (Koken) и *Aplancus sinensis* (Hogwood) из неогена Северо-Западной Монголии. — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Еремеев В.П.* О молодом вулканизме Монголо-Тувинской зоны. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2.
- Ерофеев Б.Н., Маринов Н.А.* Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М.: СЭВ, 1970.
- Ерофеев В.С.* Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука, 1969.
- Ерофеев В.С.* О стратиграфическом положении кызылтирской свиты неогена Горного Алтая. — Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1970, т. 29.
- Ерофеев В.С., Ржанникова Л.Н.* Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 5.
- Ефимцев Н.А.* Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Ефремов И.А.* Палеонтологические исследования в Монгольской Народной Республике: (Предварительные результаты экспедиций 1946, 1948, 1949 гг.). — В кн.: Сборник работ по палеонтологии МНР. М.: Изд-во АН СССР, 1954. (Тр. Монгол. комис. АН СССР; Вып. 59).
- Жегалло В.И.* К истории плиоценовых фаун Монголии и Средней Азии (Автореф. докл.). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 55, № 6.
- Жегалло В.И.* Гиппарионы из неогеновых отложений Западной Монголии и Тувы. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1971.
- Жегалло В.И.* Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978.
- Жегалло В.И., Борисов Б.А.* Палеонтологические исследования в Зайсанской впадине. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 1.
- Жегалло В.И., Шевырева Н.С.* Ревизия геологического строения и новые данные о фауне местонахождения Гашато (палеоцен МНР). — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Зажигин В.С.* Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980.
- Зайцев Н.С.* О плиоценовых осадках и молодых движениях хребта Танну-Ола. — Докл. АН СССР, 1947, т. 57, № 9.
- Зальцман И.Г.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Красноярск: Кн. изд-во, 1968.
- Золотарев А.Г., Кулаков В.С.* Мел-ранне-неогеновая поверхность выравнивания и элементы новейшей морфоструктуры Прихубсугуля. — Тр. Хубсугульской комплекс. экспедиции ИГУ и МГУ. Иркутск; Улан-Батор, 1972, вып. 1.
- Золотарев А.Г., Кулаков В.С.* Геоморфология. История развития рельефа. — В кн.: Природные условия и ресурсы Прихубсугуля в МНР. М.: Недра, 1976.
- Зоогеография палеогена Азии. М.: Наука, 1974.
- Зыкин В.С.* Стратиграфия и униониды плиоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1979.
- Иванов А.Х.* Об оледенениях северо-восточной части Монгольского Алтая. — Тр. Монгол. комис. АН СССР, 1949, вып. 38.
- Иванов А.Х.* Геология и полезные ископаемые Кобдосского района Монгольского Алтая. — Там же, 1953а, вып. 2.
- Иванов А.Х.* Восточное Прикосоголье, МНР. Геологическое и географическое описание. — Там же, 1953б, вып. 3.
- Иваньев Л.Н.* К вопросу стратиграфического расчленения кайнозойских красноцветов Западного Забайкалья по данным палеонтологии. — Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР, 1966, т. 65.
- Казьмина Т.А.* Стратиграфия и остракоды плиоцена и раннего плейстоцена юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1975.
- Карта мезозойской и кайнозойской тектоники МНР. М.: ГУГК, 1978.
- Карта четвертичных отложений МНР. М.: ГУГК, 1979.
- Кепежинская В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979.
- Кепежинская В.В., Луцкий И.В.* О петрохимии кайнозойских вулканических пород Центральной Азии. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 3.
- Кепежинская В.В., Девяткин Е.В., Луцкий И.В.* и др. Кайнозойские щелочные оливковые базальты Монголии. — В кн.: Ассоциация вулканических пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973.
- Кепежинская В.В., Антипин В.С.* Мегакристы санидины из кайнозойских щелочных базальтов Монголии. — Геология и геофизика, 1975, № 2.
- Кепежинская В.В., Девяткин Е.В., Даждава З.* Кайнозойские базальтоиды Тарятской впадины (МНР). — Там же, 1975, № 4.
- Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Кинд Н.В.* Геохронометрическая шкала четвертичного периода (состояние вопроса). — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1975.

- Клебанова И.М.* Новое эоценовое месторождение позвоночных Андарак (Киргизия). — Палеонтол. журн., 1966, № 4.
- Кожамкулова Б.С.* Итоги исследований ископаемой териофауны южной половины Казахстана. — В кн.: Фауна и флора из мезокайнозоя Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974.
- Кожевников А.В.* Солифлюкционно-делювиальные склоны и палеогеография перигляциальных зон равнинных и горных оледенений. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода: (Тезисы). Хабаровск: Кн. изд-во, 1968.
- Кожевников А.В., Савин В.Б., Уфлянд А.К.* История развития Хангайского нагорья в мезозое и кайнозое. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.
- Коржухов 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., 1974.
- Корина Н.А., Мальгина Е.А., Чичагов В.П.* К вопросу о количестве оледенений Хангайских гор в Монголии. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1974, т. 218, № 3.
- Корина Н.А., Певзнер М.А., Чичагов В.П.* Палеомагнитные исследования в вулканической области Дариганга в юго-восточной Монголии. — В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973.
- 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., Заморухов В.В.* Верхнеплиоценовые отложения юга Забайкалья. М.: Недра, 1975.
- Костенко Н.Н.* Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1963.
- Костенко Н.Н., Савинова А.П.* Неогеновая система. М.: Недра, 1971.
- Краснов И.И., Никифорова К.В.* Схема стратиграфии четвертичной (антропогенной) системы, уточненная по материалам последних лет. — В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: Наука, 1973.
- Крестников В.Н., Рейснер Г.И.* К стратиграфии третичных континентальных отложений Центральной Азии — Тувы. — Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 6.
- Кришнан М.С.* Геология Индии и Бирмы. М.: Изд-во иностр. лит., 1954.
- Крылов А.Я.* Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонного метода к метаморфическим и осадочным породам. — В кн.: XXI Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Кузнецов Н.Т.* Древнее оледенение Монгольского Алтая: (Об одном предположении академика В.А. Обручева). — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2.
- Кузнецов Н.Т.* Некоторые дискуссионные вопросы палеогеографии Центральной Азии в четвертичный период. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 1.
- Кузнецов Н.Т., Мурзаев Э.М.* Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время. — Тр. Лаб. озероведения АН СССР, 1963, т. 15.
- Курочкин Е.Н.* К авифауне плиоцена Монголии. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1971.
- Курочкин Е.Н.* Новые данные о птицах плиоцена Западной Монголии. — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Курсалова В.И.* Моллюски и новейшие отложения Алтая в связи с историей его географической среды: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1973.
- Кяксер-Ромашкина Н.П.* Некоторые позднюрские и меловые харофиты Монголии. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
- Лавров В.В.* Стратиграфии континентального палеоген-неогена Тургайской впадины. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1949, № 70, вып. 11.
- Лавров В.В.* Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957.
- Лавров В.В., Ерофеев В.С.* Стратиграфия третичных толщ Зайсанской впадины. — Вестн. АН КазССР, 1958, т. 164, № 11.
- Лискун И.Г.* Вещественный состав и условия образования отложений башкауской свиты долины р. Кубадру. — В кн.: Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 22.
- Лискун И.Г.* К вопросу о верхнеобийских конгломератах Зайсанской впадины. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1967, № 33.
- Лискун И.Г.* Эоплейстоцен межгорных впадин Центральной Азии. — Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 227.
- Лискун И.Г., Бадамгарав Д.* Литология кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1977.
- Литвинцев Г.Г., Тараканова Г.И.* Палеогеновые отложения Иркутского амфитеатра. — В кн.: Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973.
- Логачев Н.А.* Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины. — В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, 1954.
- Логачев Н.А.* О происхождении четвертичных песков Прибайкалья. — Изв. Сиб. отд. АН СССР. Геология и геофизика, 1958а, № 1.
- Логачев Н.А.* Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958б, № 4.
- Логачев Н.А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968.

- Логачев Н.А., Ломаносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964.
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А.* Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. — Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
- Мазилко В.Н.* Условия формирования третичных отложений юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Литология третичных отложений... Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1972.
- Маринов Н.А.* Древнее оледенение Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1954, № 6.
- Маринов Н.А.* История геологических исследований в Монгольской Народной Республике. М.: Недра, 1966.
- Маринов Н.А.* Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М.: Гостеоллиздат, 1957.
- Маринов Н.А.* Впадина оз. Хубсугул (Косогол) в Северной Монголии. — В кн.: Материалы комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Недра, 1977, вып. 3.
- Маринов Н.А., Селиванов Е.И.* Новые материалы о древнем оледенении Монголии. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.
- Марков К.К.* Плиоциальные условия. — В кн.: Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во МГУ, 1977.
- Марков К.К., Величко А.А.* Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1967, т. 3.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А.* Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965, т. 1, 2.
- Мартинсон Г.Г.* Мезозойские и кайнозойские моллоски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. — Тр. Байкал. лимнол. ст., 1961, вып. 19.
- Мартинсон Г.Г., Сочава А.В., Барсболд Р.* О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 5.
- Мартынов В.А.* Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (стратиграфия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1965.
- Мартынов В.А.* Замечания к стратиграфическим схемам палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Решения и Труды Межвед. совещ. по доработке стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности. Тюмень: 1973.
- Мартынов В.А.* Выделение и расчленение неогеновых отложений в Западно-Сибирской низменности. — Там же, 1976.
- Мац В.Д., Покатилов А.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений в береговой полосе оз. Байкал. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976а, № 3.
- Мац В.Д., Покатилов А.Г.* Кайнозойские отложения острова Ольхон на Байкале. — Геология и геофизика, 1976б, № 11.
- Мац В.Д., Покатилов А.Г.* Стратиграфия кайнозойских отложений средней части Байкальской впадины (остров Ольхон). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976в, № 4.
- Мацуи В.М., Мухамеджанов С.М., Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Поздний кайнозой Казахстана и Прииртышья. Алма-Ата: Наука, 1973.
- Медведев М.Е.* Новые данные о возрасте базальтов Хамар-Дабана. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1968, т. 178, № 6.
- Медведев М.Е., Киселев А.Н.* Вулканизм Юго-Западного Прибайкалья и Восточного Саяна. — В кн.: Современные исследования земной коры. М.: Наука, 1975.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1975.
- Меннер В.В.* Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 65.
- Меннер В.В., Невеская Л.А., Габуня Л.К., Носовский М.Ф.* Проблемы стратиграфии неогена Средиземноморья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 5, вып. 51.
- Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А.* и др. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6.
- Меннер В.В., Яншин А.Л.* Датские отложения и граница мела и палеогена. — В кн.: Проблемы геологии на XXI сессии Международ. геол. конгр. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Моррисон Р.* Четвертичная геология Большого Бассейна. — В кн.: Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968, т. 1.
- Мурзаев Э.М.* Котловина Больших Озер в Западной Монголии и происхождение ее ландшафтов. — В кн.: Тр. 2-го Всесоюз. геогр. съезда, М.: Географгиз, 1948, т. 1.
- Мурзаев Э.М.* К палеогеографии Северной Гоби. — В кн.: Материалы по геоморфологии и палеонтологии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. (Тр. Монгол. комис.; Вып. 38).
- Мурзаев Э.М.* Монгольская Народная Республика: (Физико-геогр. описание). М.: Географгиз, 1952.
- Мурзаева В.Э.* Четвертичное оледенение Пакистана и связанные с ним вопросы палеогеографии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 5.
- Мурзаева В.Э.* Расчленение склоновых образований при составлении карты четвертичных отложений МНР. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1976, т. 108, вып. 1.
- Мурзаева В.Э., Маринов Н.А., Сырнев И.П.* Палеогеография четвертичного периода территории Монголии. — Там же, 1971, т. 103, вып. 5.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. (Сер. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
- Невеская Л.А., Богданович А.К., Вялов О.С.* и др. Ярусная шкала неогеновых отложений юга СССР. — В кн.: VI Congress Regional Com. on Mediter Neogene Stratigr. Bratislava, 1975.

- Никифорова К.В.* Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. М.: Наука, 1960.
- Никифорова К.В.* Границы неогена и антропогена. — В кн.: Границы геологических систем. М.: Наука, 1976.
- Никифорова К.В., Кинд Н.В., Константинова Н.А.* Хроностратиграфическая шкала четвертичного периода и возможная корреляция позднекайнозойских отложений Восточной и Западной Европы. — В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.И.* и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых — нижнеплейстоценовых отложений юга СССР. — В кн.: Геология четвертичного периода: Докл. сов. геологов к XXV сессии МГК. М.: Наука, 1976.
- Никифорова К.В., Равский Э.И., Девяткин Е.В.* Стратиграфия неогена и эоплейстоцена Казахстана и Южной Сибири. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л.: Наука, 1967.
- 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.
- Новожилов Н.И.* Местонахождения млекопитающих нижнего эоцена и верхнего палеоцена Монголии. — Тр. Монгол. комис. АН СССР, 1954, вып. 59.
- Обручев В.А.* Впадины Центральной Азии и их научные сокровища, ожидающие изучения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Обручев В.А.* Восточная Монголия. Географическое и геологическое описание. — Тр. Монгол. комис. АН СССР, 1954, вып. № 6.
- Окишев П.А.* Некоторые новые данные о древнем оледенении Алтая. — Докл. Том. отд. Геогр. о-ва СССР, 1976, вып. 1.
- Окладников А.П., Троицкий С.Л.* К изучению четвертичных отложений и палеолита Монголии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1967, № 33.
- Певзнер М.А., Девяткин Е.В., Лискун И.Г.* Некоторые результаты палеомагнитных исследований мезозойских и кайнозойских отложений разреза Алтан-Тэли (Западная Монголия). — В кн.: Геология мезозойских и кайнозойских отложений Западной Монголии. М.: Наука, 1971.
- Пельтек Е.И., Чупахин А.Я., Кондратьев Ч.К.* Континентальные палеогеновые отложения юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского края. — В кн.: Морской и континентальной палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973.
- Покатилов А.Г.* Комплексы мелких млекопитающих плиоценовых и антропогеновых отложений Забайкалья. — Геология и геофизика, 1966, № 8.
- Попов В.Е.* О замкнутых системах краевых ледниковых образований в долинах юго-западной части Чуйской степи Горного Алтая. — В кн.: Гляциология Алтая. Томск, 1962, вып. 1.
- Попов С.М.* Пресноводные моллюски неогеновой толщи Убсанурской впадины (Тувинская АССР). — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968.
- Попова С.М.* Нахождение моллюсков сем. Pachychilidae (Gastropoda) в кайнозойских отложениях долины р. Орхон. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1978, т. 241, № 3.
- Попова С.М., Девяткин Е.В., Старобогатов Я.И.* Моллюски кызылгирской свиты Горного Алтая. М.: Наука, 1970.
- Поспелова Г.А.* Тонкая временная структура геомагнитного поля в позднем кайнозое. — В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976.
- Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М.* Опорный магнито-биостратиграфический разрез неоген-четвертичных отложений юга Западной Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9.
- Природные условия и ресурсы Прикубсутуля в МНР. М.: Недра, 1976.
- Присяжнюк В.А., Девяткин Е.В., Бадамгарав Д., Лискун И.Г.* Первые находки наземных моллюсков в олигоцене Монголии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1975.
- Равский Э.И.* К стратиграфии третичных толщ юга Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 3.
- Равский Э.И.* Осадконакопления и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972.
- Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В.* Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
- Рагозин Л.А.* 1974. Фазы четвертичного вулканизма Хангайской горной страны в Монголии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974. (Тр. 1-го Всесоюз. вулканического совещания).
- Разрез новейших отложений Алтая (Стратиграфия и палеогеография Приобского плато, Подгорной равнины и Горного Алтая) / А.А. Свиточ, Т.Д. Боярская, Т.Н. Воскресенская, Н.И. Глушанкова, А.В. Евсеев, В.Н. Курсалова, Н.Н. Парамонова, С.С. Фаустов, В.С. Хорев. М.: Изд-во МГУ, 1978.
- Разумовская Е.Э.* К стратиграфии Монгольского Алтая. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 5.
- Раюшкина Г.С.* Ископаемая флора р. Бухтармы (Южный Алтай). — В кн.: Материалы конференции молодых ученых биологов Казахстана. Алма-Ата, 1968.
- Решения и Труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Тюмень: СНИИГИМС, 1970.
- Решетов В.Ю.* Обзор раннетретичных тапирообразных Монголии и СССР. — В кн.: Па-

- леонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1975.
- Решетов В.Ю.* О первой находке рода *Coryphodon* Owen, 1945 (Mammalia, Pantodonta) в палеогене Монгольской Народной Республики. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Решетов В.Ю.* Раннетретичные тапирообразные Монголии и СССР. М.: Наука, 1979.
- Розенберг Л.И.* К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1973, № 48 (2).
- Рождественский А.К.* Некоторые местонахождения древнетретичных млекопитающих в Монголии. — Докл. АН СССР, 1949, т. 46, № 3.
- Рождественский А.К.* Месторождения верхнетретичных млекопитающих на западе Монгольской Народной Республики. — В кн.: Сборник работ по палеонтологии МНР. М.: Изд-во АН СССР, 1954. (Тр. Монгол. комис. АН СССР; Вып. 59).
- Рождественский А.К.* Изучение динозавров Монголии и их роль в расчленении континентального мезозоя. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1971.
- Рубинштейн М.М., Габуния Л.К.* Некоторые вопросы геохронологии кайнозоя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3.
- Сапожников В.В.* Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо: Путешествия 1905–1909 гг. Томск, 1911.
- Савинов П.Ф.* Тушканчиковые (Dipodidae, Rodentia) неогена Казахстана. — В кн.: Материалы по эволюции наземных позвоночных. М.: Наука, 1970.
- Свиточ А.А., Ильичев В.А., Фаустов С.С.* Схема корреляции разрезов Приобского плато, подгорной равнины и Горного Алтая (по данным термолюминесценции и палеомагнетизма). — В кн.: Климатическая стратиграфия и геохронология плейстоцена. Л.: Геогр. о-во СССР, 1973.
- Свиточ А.А., Хорев В.С., Парушич О.Б.* О скорости отступления ледников Южно-Чуйских белков Горного Алтая. — Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1972, № 5.
- Селиванов Е.И.* Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1972.
- Селиверстов Ю.П.* Четвертичные оледенения Южного Алтая. — В кн.: Материалы Всесоюз. научно-исслед. ин-та. Нов. сер. Л.: ВСЕГЕИ, 1959, вып. 2.
- Синицын В.М.* Центральная Азия. М.: Географгиз, 1959.
- Синицын В.М.* Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Синицын В.М.* Древние климаты Евразии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. Т. 1.
- Соколов И.И.* О нахождении остатков полорогих (Bovidae, Mammalia) в нижнемиоценовых отложениях Западной Гоби. — Тр. ПИН АН СССР, 1952, т. 41, вып. 1.
- Сотникова М.В.* Верхнеплиоценовые Carnivora Центральной Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11.
- Спиркин А.И.* О древних озерах Дархатской котловины (Западное Прихубсугулье). — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.
- Станкевич Е.С., Кянсен-Ромашкина Н.П.* Новые микропалеонтологические данные по баниширеинской свите Восточной Гоби (Монголия). — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Станкевич Е.С., Ханд Э.* Остракоды барунгойотской свиты верхнего мела Заалтайской Гоби (МНР). — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Стратиграфия мезозоя Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1975.
- Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 1976.
- Суханов В.Б., Нармандах П.* Палеоценовые черепахи Монголии. — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Сычевская Е.К.* Род *Ech* в третичных отложениях СССР и Монголии. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
- Сычевская Е.К., Лебедев В.Д.* Пресноводная ихтиофауна Котловины Больших Озер. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1971.
- Тарасов С.А.* Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины (Киргизия) на основе изучения ископаемых позвоночных: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Фрунзе: ИГН АН КиргССР, 1968.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1975.
- Тимуш А.В.* К стратиграфии палеогена и неогена центральной части Илийской впадины. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1965, вып. 3 (28).
- Тобиен Х.* Миграция хоботных и зайцеобразных через Берингийский мост в позднем кайнозое. — В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.
- Толстикова Н.В., Бадамгарав Д.* Крышечки пресноводных гастропод из нижнего палеогена МНР и Юго-Восточного Казахстана. — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Трофимов Б.А.* Новые данные о Buginbaatar Kielan-Jaworowska et Sochava (Mammalia, Multituberculata) Монголии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1975.
- Трусова Е.К., Бадамгарав Д.* О первой находке кайнозойских двусторчатых листоногих (Conchostraca). — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Фаустов С.С., Кулинов О.А., Свиточ А.А.* Палеомагнитные исследования новейших отложений долины р. Чаган (Горный Алтай). — В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л.: Геогр. о-во СССР, 1971.
- Флеров К.К.* Диноцераты Монголии. — Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, 1957, т. 67.
- Флеров К.К.* К вопросу о биологической и палеозоологической характеристике индрикотериевой фауны. — Палеонтол. журн., 1961, № 1.

- Флеров К.К., Яновская Н.М.* Экологические комплексы млекопитающих олигоцена Азии и их зоогеографическая характеристика. — В кн.: Современные проблемы палеонтологии. М.: Наука, 1971.
- Флеров К.К., Дашзэвэг Д.* Новый представитель Archaeolambda (Mammalia, Pantodonta) из палеогена Монгольской Народной Республики. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
- Флеров К.К., Яновская Н.М.* Экологические комплексы млекопитающих палеогена Азии и их зоогеографическая характеристика. — Тр. ПИН АН СССР, 1971, т. 130.
- Олинт Р.Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
- Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н.А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии. — Геотектоника, 1965, № 4.
- Флоренсов Н.А., Солоненко В.П., Логачев Н.А.* Кайнозойский вулканизм рифтовых зон. — В кн.: Вулканизм и тектогенез: (Докл. сов. геологов на XXIII сессии Междунар. геол. конгр.). М.: Наука, 1968.
- Фотьянова Л.И., Бадамгарав Д.* Открытие ваннепалеогеновой флоры в Южной Гоби (МНР). — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Хазацкий Л.И., Нармандах П.* Миоценовая черепашка из Западной Монголии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
- Ханд Е.* Поздне меловой род *Gobiocurpis* gen. nov. в Монголии. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
- Ханд Е.* Новые виды остракод из верхнемеловых и палеогеновых отложений юга МНР. — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1977.
- Ханд Е., Станкевич Е.С.* Новые виды остракод баянширенинской свиты (верхний мел) Восточной Гоби. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
- Храмов А.Н.* Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л.: Гостехиздат, 1958.
- Черняховский А.Г., Хосбаяр П.* Среднеолигоценовая кора выветривания в Западной Монголии. — Литология и полезные ископаемые, 1973, № 5.
- Чичагов В.П.* Проблемы геоморфологии Монголии. — В кн.: Геоморфология и палеогеография: XXIII Междунар. геогр. конгр. М.: Наука, 1976.
- Чумаков И.С.* Кайнозой Рудного Алтая. М.: Наука, 1965.
- Чхиквадзе В.М.* Третичные черепашки Зайсанской Котловины. Тбилиси: Мецниереба, 1973.
- Чхиквадзе В.М., Шевырева Н.С.* История фауны и экологии палеогеновых черепашек Зайсанской котловины — В кн.: Тез. докл. IV Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л.: Наука, 1975, т. 1.
- Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966.
- Шацкий С.Б., Александрова Л.В., Богданов В.А.* и др. Палеоген центральных районов Западной Сибири. — В кн.: Морской и континентальный палеоген Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1973.
- Шевырева Н.С.* Новый своеобразный грызун из местонахождения Гашато (Монголия). — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1975.
- Шевырева Н.С.* Палеогеновые грызуны Азии (Paramyidae, Sciuravidae, Ischyromyidae, Cylindrodontidae). — Тр. ПИН АН СССР, 1976 а, т. 158.
- Шевырева Н.С.* К вопросу о стратиграфическом положении некоторых палеогеновых фаун млекопитающих Азии. — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976 б.
- Шелкопляс В.Н.* Термолюминесцентный метод и его применение для стратиграфии плейстоценовых субэриальных отложений: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1974.
- Шилова Г.Н.* Развитие растительности Монголии в плиоцене и плейстоцене. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.
- Шилова Г.Н., Девяткин Е.В.* Палинологическая характеристика верхнекайнозойских отложений разрезов Хиргис-Нур-1 и 2 (Котловина Больших Озер, Зап. Монголия). — В кн.: Палинология плейстоцена: (Докл. на III Междунар. палинол. конф.). М.: Наука, 1972.
- Шишкин М.А.* Стратиграфия и тафономия верхнепалеоценового месторождения позвоночных Наран-Булак (Южная Гоби, МНР). — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
- Шорыгина Л.Д.* Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. — Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26.
- Шувалов В.Ф., Решетов В.Ю.* Новое местонахождение млекопитающих среднего олигоцена на юге Монголии. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
- Шувалов В.Ф., Решетов В.Ю., Барсболд Р.* О стратотипическом разрезе нижнего палеоцена на юго-западе МНР. — В кн.: Фауна и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
- Шувалов В.Ф., Трусова Е.К.* Поздне меловые конхостраки Монголии. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1979.
- Шувалов В.Ф., Чхиквадзе В.М.* Новые данные о поздне меловых черепашках Южной Монголии. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
- Шукина Е.Н.* Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. — Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26.

- Яновская Н.М.* Новый род Embolotheriinae из палеогена Монголии. – Тр. ПИН АН СССР, 1954, вып. 60.
- Яновская Н.М.* Примитивная форма бронто-терия из эоценовых отложений Монголии. – В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
- Яновская Н.М.* Epimanteoceros amplus sp. nov. (Mammalia, Perissodactyla, Brontotheridae) из Монголии. – В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1977 а.
- Яновская Н.М., Курочкин Е.Н., Девяткин Е.В.* Местонахождение Эргилин-Дзо – стратотип нижнего олигоцена в Юго-Восточной Монголии. – Там же, 1977 б.
- Яншин А.Л.* Геология Северного Приаралья. М.: МОИП, 1953.
- Aguirre E., Alberdi M.T., Peres C.A.* Type localities for continental subdivisions of uppermost Miocene in Mediterranean province. – In: Vth Congr. du Neogene Mediterranean. Lyon, 1974, vol. 1.
- Bagdasarian G., Vass D.* Contribution a l'etude geochronologique du Miocene de la Paratethys centrale. – Ibid.
- Baubron J.-C., Denville B., Magne J., Waller M.-J.* Datation absolute du volcanisme de Beaulien (Bouches-du Rhone, France). – Consequences stratigraphiques. – Bull. Soc. géol. France, 1975, N 17.
- Beres B., Rutkowski E.* Bazalty doliny Dzawchango. – Biul. Inst. geol. Warszawa, 1970, N 226.
- Berggren W.A.* A Cenozoic time-scale—some implications for regional and paleobiogeography. – Lethaia, 1972, vol. 5.
- Berggren W.A., Couvering B.J.* The late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequence. – Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 1974, bd. 16, N 1/2.
- Berkey Ch., Granger W.* Laten sediments at the Desert Basin of Central Mongolia. – Amer. Mus. Novit., 1923, N 77.
- Berkey Ch., Granger W., Morris F.* Additional new formations in later sediments of Mongolia. – Amer. Mus. Novit., 1929, N 385.
- Berkey Ch., Morris F.K.* Climatic pulsations in Mongolia (abstract). – Bull. Geol. Soc. Amer., 1927 а, vol. 38, N 1.
- Berkey Ch.P., Morris F.K.* Geology of Mongolia. N.Y., 1927 b, vol. I–II.
- Bobek H.* Klima und Landschaft Irans in vor- und fruhgeschichtlicher Zeit. – Geogr. Jahresber. Osterr., 1955, Bd. 25.
- Bobek H.* Nature and implications of Quaternary climatic changes in Iran—Symposium on change of climate. Rome, Oct. 1961, UNESCO—WMO, 1963.
- Bolin B.* Oberoligozene Säugetiere aus dem Shargalteintal (Western Kansu). – Vertebr. Paleontol., 1937, vol. 2.
- Bolin B.* The fossil mammals from the tertiary deposit at Taben-Bulak, Western Kansu. – Paleontol. sinica. Ser. C, 1946, N 8B.
- Borissiak A.A., Beltaeva E.I.* [Борисьяк А.А., Беляева Е.И.] Trilophodon (Serridentinus?) inopinatus n.sp., from the Jilancik beds of the Turgai region. – Изв. АН СССР. VII сер. Отд. физ.-мат. наук, 1928, № 3.
- Borsuk-Bialynicka M.* Lower Pliocene rhinocerotidae from Altan Teli, Western Mongolia. – Palacontol. pol., 1970, N 21.
- Butzer K.W.* Climatic change in arid regions since the Pliocene. – Arid Zone Res., 1961, N 17.
- Cavelier C., Pomerol Ch.* Proposition d'une echelle stratigraphique standard pour le Paleogene. – In: 4eme Reun. annu. sci. Terre. P., 1976.
- Chiu Chan-siang.* Gigant Rhinoceros from Loping, Junnan and Discussion on the Taxonomic Characteristic of Indricotherium grangeri. – Vertebr. Palasiat., 1962, vol. 6, N 1.
- Chow M.* Prodinoceras and a summary of mammalian fossils Sinkian. – Ibid., 1960, vol. 3, N 2.
- Copper F.* Miocene Proboscidea from Baluchistan. – Proc. Zool. Soc. London, 1922.
- Cox A.* Geomagnetic reversals. – Science, 1969, vol. 163, N 3864.
- Cox A., Doell R.R., Dalrymple G.B.* Radiometric time-scale for geomagnetic reversals. – Quart. J. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 77, N 9.
- Dashzeveg D.* Entelodon orientalis n.sp. from the Oligocene of the Gobi Desert, Mongolia. – Acta palaeontol. pol., 1965, t. 10, N 2.
- Dashzeveg D., McKenna M.* Torsioid primate from the early tertiary of the Mongolian People's Republic. – Acta palaeontol. pol., 1977, t. 22, N 2.
- Devjatkin E.V., Sajigin V.S., Liskun I.G.* [Девяткин Е.В., Зажигин В.С., Лискун И.Г.]. Stratigraphie du Pliocene et du Quaternaire en Mongolie Occidentale. – In: VII Congr. INQUA. P., 1969.
- Don J., Dumicz M.* Budowa geologiczna poludniowej cresci obszaru corskigo Chasagtu-Chairchan-UI w Zachodniej Mongolii. – Roczn. PTG, 1964, t. 34.
- Don J., Dumicz M.* Morfologia polnocnej czesci Kotliny Wielkich Jezior (Mongolia zachodnia). – Acta Univ. Wroclaw., 1969, N 85.
- Dumicz M., Don J.* Zarys geologii Altaju Mongolskiego w okolicy Kobdo. – Acta Univ. Wroclaw, 1969a, N 85.
- Dumicz M., Don J.* Brezeczna strefa struktury changajskiej w gorach Chasagtu i Tajsziri (Mongolia zachodnia). – Ibid., 1969b.
- Dumicz M., Don J., Rutkowski E.* Historia rozwoju gor Tochtocin-Szili i Cagan-Szibetu (Mongolia zachodnia). – Ibid.
- Evernden J.F., Savage D.E., Curtic G.H., James G.T.* Potassium-argon dates and the Cenozoic Mammalian Chronology of North America. – Amer. J. Sci., 1964, N 262.
- Florensov N.A., Belova V.A., Goldtrev G.S.* et al. [Флоренсов Н.А., Белова В.А., Голдырев Г.С. и др.]. The history of Lake Baikal development in the Late Cenozoic era. – In: IInd Intern. Simp. on paleolimnology. W-wa, 1976.
- Forsten A.M.* Revision of the Palearctic Hippation. – Acta zool. fenn., 1968, N 119.
- Gabunia L., Rubinshtein M.* [Габунья Л.К., Рубинштейн М.М.]. Certains questions de bio- et chronostratigraphie du Neogene de l'Eurasia. – In: V Congr. da Neogene Mediterranean. Lyon, 1974, vol. 1.
- Gilbert G.K.* Lake Bonneville. – U.S. Geol. Surv. Monogr., 1890, vol. I.
- Golbert E.H.* Upper Miocene suites the Gobi desert. – Amer. Mus. Novit., 1934, N 690.

- Golbert E.H.* A new anchitherinae horses from the Tung Gur formation of Mongolia. — Amer. Mus. Novit., 1939, N 76 (art. 2).
- Gradzinski R., Kazmierczak J., Lefeld J.* Geographical and geological date from the Polish-Mongolian Paleontological Expedition. — Palaeontol. pol., 1968, N 19.
- Gradzinski R., Kielan-Jaworowska Z., Marianska-T. Upper Cretaceous Djadokhta, Barun Goyot and Nemegt formations of Mongolia, including remarks on previous subdivisions. — Acta geol., pol., 1977, t. 27, N 3.*
- Grambast L.* Classification de l'embranchement des Charophites. — Natur. monspel. Sér. bot., 1962, N 14.
- Granö Y.* Beiträge zur Kenntnis der Eiszeit in der Nordwestlichen Mongolei und einigen ihrer süd-sibirischen Grenzgebirge. — Fennia, 1910, Bd. 2, N 1–5.
- Gregory W., Mook Ch.* On Protoceratops, a primitive ceratopsian dinosaur from the lower Cretaceous of Mongolia. — Amer. Mus. Novit., 1925, N 156.
- Gregory W., Simpson G.* Cretaceous mammal-skulls from Mongolia. — Amer. Novit., 1926, N 225.
- Hussain S.T.* Revision of Hipparion (Equidae, Mammalia) from the Siwalik Hills of Pakistan and India. — Bayer. Akad. Wiss. Math. Naturwiss. Kl. Abn., 1971, Bd. 147.
- Jelezky I.A.* The allegedly Danian dinosaur-bearing rocks of the globe and the problem of the Mesozoic-Cenozoic boundary. — J. Paleontol., 1961, vol., 36, N 5.
- Joung C., Chow M.* Some Oligocene mammal from Lingwu, North Kansu. — Acta paleontol. sinica, 1956, vol. 4.
- Joung C.C., Chow M.* Cretaceous and Paleocene vertebrate horizons of north Kwangtung. — Sci. sinica, 1963, vol. 12, N 9.
- Karczewska J., Ziembinska-Twrczydlo M.* Lower Tertiary Charophyta from the Nemegt Basin, Gobi Desert. — Palaeontol. pol., 1972, N 27.
- Kielan-Jaworowska Z.* Les resultats des expeditions paleontologiques Polono-Mongoles (1963–1965) dans le desert de Gobi et en Mongolia occidentale. — Colloq. intern. CNRS, 1966, N 163.
- Kielan-Jaworowska Z.* Upper Cretaceous multituberculata genera from Bayn Dzak, Gobi Desert. — Palaeontol. pol., 1969, N 21.
- Kielan-Jaworowska Z.* Skull structure and affinities of the multituberculata. — Ibid., 1971, N 25.
- Keilan-Jaworowska Z., Dowchin N.* Narrative of the Polish-Mongolian Paleontological Expeditions 1963–1965. — Ibid., 1968, N 19.
- Kielan-Jaworowska Z., Kowalski K.* Polish-Mongolian paleontological expeditions to the Gobi Desert in 1963–1964. — Bull. Acad. pol. sci. Sér. sci. biol., 1965, N 3.
- Kielan-Jaworowska Z., Sochova A.* The first multituberculata from the uppermost Cretaceous of the Gobi Desert, Mongolia. — Acta Palaeontol. pol. 1969, t. 14, N 3.
- Kowalski K.* Pararhizomys hipparionum from the Pliocene of Altan Teli, Western Gobi Desert. — Paleontol. pol., 1968, N 19.
- Kubiak H.* Mastodont remains from the Miocene beds of Begger-Noor, Western Mongolia. — Ibid.
- Kurten B.* A note on the age of Dak Pathan Zone of the Siwalik Series (India). — Acta Univ. Stockholm geol., 1958, N 2.
- Lefeld J.* The age of mammal containing beds at Bayn Dzak, Northern Gobi Desert. — Bull. Acad. pol. sci. biol., 1965, N 13.
- Lefeld J.* Geology of the Djadokhta Formation at Bayn Dzak (Mongolia). — Paleontol. pol., 1971, N 25.
- Matthew W., Granger W.* The fauna of the Hauldjin gravels. — Amer. Mus. Novit., 1923a, N 97.
- Matthew W., Granger W.* The fauna of the Ardyn-Obo formation. — Ibid., 1923b, N 98.
- Matthew W., Granger W.* Fauna and correlation of the Gashato formation, of Mongolia. — Ibid., 1925, N 189.
- Matthew W., Granger W., Simpson G.* Additions of the Gashato formation of Mongolia. — Amer. Mus. Novit., 1923, N 376.
- McKenna M.* The origin and early differentiation of therian mammals. — Ann. N.Y. Acad. Sci., 1969, N 167, art. 1.
- Mellet I.* The Oligocene Hsanda Gol formation, Mongolia: A Revised Faunal List. — Amer. Mus. Novit., 1968, N 2318.
- Morris F.K.* Correlations of the Quaternary of Eastern Asia. — In: Intern. Geol. Congr., XVIIth session, Moscow, 1937.
- Morrison R.B.* Lake Bonneville, Quaternary stratigraphy of eastern Jordan Valley, south of Salt Lake City, Utah. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1965, N 377.
- Osborn H.F.* Cadurotherium from Mongolia. — Amer. Mus. Novit., 1923, N 92.
- Osborn H.F.* Serridentinus and Baluchitherium, Loh formation, Mongolia. — Ibid., 1924, N 148.
- Osborn H.* Upper Eocene and Lower Oligocene titanotheris of Mongolia. — Amer. Mus. Novit., 1925, N 202.
- Osborn H.F.* Embolotherium gen. nov. of the Ulan-Gachu, Mongolia. — Ibid., 1929a, N 353.
- Osborn H.F.* New Eurasian and American Proboscidiens. — Ibid., 1929b, N 393.
- Pilgrim G.E.* The vertebrate fauna of the Caj Series in the Bugti Hills and the Punjab. — Paleontol. India, N.S., 1912, vol. 4, N 2.
- Pomerol Ch.* Ages radiométriques dans le Tertiaire des bassins du Nord-Quest de L'Europe. — Bull. Inform. Geol. Basin, 1972, N 32.
- Pomerol Ch.* Stratigraphie et Paleogeographie. Era Cenozoique. P., 1973.
- Porter S.C.* Weathering rings as a relative-age criterion: application to subdivision at glacial deposits in the Cascade Range. — Geology, 1970, vol. 3, N 3.
- Prasad K.N., Ray D.K.* The classification of the Siwalik system and nomenclature. — In: Rept 22nd Sess. India, 1964.
- Radinsky L.B.* Notes on Eocene and Oligocene localities of Inner Mongolia. — Bull. Amer. Mus. Natur. Hist., 1964, N 2180.
- Radinsky L.B.* Early Tertiary Tapiroidea of Asia. — Bull. Amer. Mus. Natur. Hist., 1965, vol. 129, art. 2.
- Rutkowski E.* Zrownanie obrazyine w Kotlinie Wielkich Iezior (Zachodnia Mongolia). — Prz. geol., 1966, N 7.
- Rutkowski E.* Geologia Chasagtu-Chairchan-Ula. — Biul. Inst. geol., 1970, N 226.

- Sachni A.A.* A review of cretaceous mammals. — J. Paleontol. Soc. India, 1969, N 12.
- Savege D.E., Curtis O.H., Janes G.T.* The potassium-argon dates and the Cenozoic mammalian chronology of the North America. — Amer. J. Sci., 1964, N 262.
- Simpson G.* Mesozoic mammal skull from Mongolia. — Amer. Mus. Novit., 1925, N 201.
- Simpson G.* Further notes on mongolian cretaceous mammals. — Ibid., 1926, N 225.
- Slowianski W.* Kenozoik Kotliny Ubcu-nur i Turgeni-ula oraz Cagan-Szibietu-nuru. — Biul. Inst. geol., 1970a, N 226.
- Slowianski W.* Kenozoik Kotliny Wielkich Iezior. — Ibid., 1970b.
- Slowianski W.* Kenozoik dorzecza Chono-Charajch-gol w Kotlinie Wielkich Iezior (Zachodnia Mongolia). — Biul. Inst. geol., 1976, N 301.
- Stirton R.A.* A new species of *Amblycastor* from the Platybelodon beds of Tung Gur formation of Mongolia. — Amer. Mus. Novit., 1934, N 694.
- Sulimski A.* Paleocene genus *Pseudictops* Matthew, Granger, Simpson, 1929 (Mammalia) and its revision. — Palaeontol. pol., 1968, N 19.
- Sulimski A.* On some Oligocene insectivore remains from Mongolia. — Ibid., 1970, N 21.
- Szalay F.S., McKenna M.C.* Beginning et the age of mammals in Asia: The Late Paleocene Gashato fauna, Mongolia. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 1971, vol. 144, art. 4.
- Szczuchura J.* Fresh-water Ostracoda from the Paleocene of the Nemegt Basin, Gobi Desert, Mongolia. — Palaentol. pol., 1971, N 25.
- Szczuchura J., Blaszyk J.* Fresh-water Ostracoda from the Upper Cretaceous of the Nemegt Basin, Gobi Desert. — Ibid., 1971, vol. 21.
- Teilhard Chardin P. de.* Description de Mammifères Tertiaires de Chine et de Mongolie. P., 1926.
- Teilhard Chardin P. de, Leroy P.* Chines fossil. — Inst. Geo-Biol. Pekin, 1942, N 8.
- Teilhard Chardin P. de., Stirton R.* A correlation of some Miocene and Pliocene mammalian assemblages in North America and Asia with a discussion of the nordpliocene boundary. — Univ. Calif. Publ. Bull. Dep. Geol., 1934, vol. 23, N 8.
- Teilhard Chardin P. de., Trassert M.* The Proboscidiens of South-Eastern Shansi. — Paleontol. sinica. Ser. C, 1937, vol. 13.
- Teilhard Chardin P. de, Young C.C.* Fossil mammals from the late Cenozoic of Northern China. — Ibid., 1931, vol. 5.
- Trembaczewski I.* Charakterystyka i morfologia luznych utworow roznych szodowisk sedymentacyjnych Kotlinie Wielkich Iezior w Zachodniej Mongolii. — In: Rozpr. habilit. na Unev. Marii Curie-Sklodowskiej Sudine. Lublin, 1967.
- Vangengeim E.A., Zazhigin V.S.* [Вангенгейм Е.А., Зажигин В.С.] Villafranchian of Northern Asia. — In: V Congr. du Neogene Mediterranee. Lyon, 1971.
- Wang Shui.* Tertiary Charophyta from Chaidam (Tsaidam) Basin, Qunghai (Chingao) Province. — Acta paleontol. sinica, 1961, vol. 9, N 3.
- Woldstedt P.* Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1958.
- Wood H.E. et al.* Nomenclature and correlation of the North American continental Tertiary. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, vol. 52, N 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава I	
СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ МОНГОЛИИ	10
Общий формационный анализ разреза	10
Формационный комплекс и структуры платформенного чехла (верхний мел – палеоген)	10
Формационный комплекс и структуры этапа новейшей активизации (неоген – антропоген)	12
Классификация структур этапа новейшей активизации	13
Глава II	
СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА МОНГОЛИИ	16
Палеоген	16
Палеоцен и граница мела и палеогена	16
Эоцен	31
Олигоцен	34
Неоген	49
Миоцен нижний (?) – средний	50
Верхний миоцен	57
Плиоцен	61
Глава III	
БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ	80
Основные принципы обоснования возраста и корреляции	80
Палеоген	82
Палеоцен	82
Эоцен	83
Олигоцен ?	87
Неоген	93
Миоцен нижний – средний	93
Верхний миоцен – нижний плиоцен	99
Средний плиоцен	102
Глава IV	
ЭФФУЗИВЫ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В РАЗРЕЗЕ ОСАДОЧНОГО КАЙНОЗОЯ МОНГОЛИИ	104
Введение	104
Структурное положение и состав	105
Возрастные комплексы кайнозойских эффузивов Монголии и их соотношение с осадочным разрезом	106
Общие закономерности развития кайнозойского вулканизма Монголии	118
Глава V	
ОЦЕНКА АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КАЙНОЗОЯ ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ (ПО РАДИОЛОГИЧЕСКИМ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ) И ПРОБЛЕМА "ДАЛЬНИХ" КОРРЕЛЯЦИЙ	118
Глава VI	
ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АНТРОПОГЕНА МОНГОЛИИ	125
Эоплейстоцен и его нижняя граница	125
Северная Монголия	126
Западная Монголия (Монгольский Алтай и Котловина Больших Озер)	134
193	

Центральная Монголия (Долина Озер)	136
Корреляция эоплейстоцена Монголии и сопредельных регионов	136
К построению общей биомагнитостратиграфической шкалы плейстоцена и эоплейстоцена Южной Сибири и Монголии	138
Плейстоцен	139
Основные факторы и особенности плейстоценового осадконакопления.	139
Области высокогорных хребтов, подвергшихся древнему оледенению	140
Некоторые вопросы изучения многолетней мерзлоты в Монголии	148
Области средне- и низкогорных хребтов и предгорий с комплексом преимущественно пролювиальных отложений	149
Области крупных межгорных впадин с комплексом преимущественно озерных и аллювиальных отложений. Проблема аридов и пловивалов	152
Области речных долин Северной Монголии с комплексом аллювиальных отложений	165
Корреляция процессов плейстоценового осадконакопления разных зон Монголии	175
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	179
ЛИТЕРАТУРА	180

CONTENTS

INTRODUCTION	5
Chapter I	
STRUCTURO-FORMATIONAL SUBDIVISION OF CENOZOIC DEPOSITS IN MONGOLIA	10
General formational analysis of the sequence	10
Formational complex and structures of platform mantle (Upper Cretaceous – Paleogene)	10
Formational complex and structures of the newest activation (Neogen-Anthropogen)	12
Classification of structures of the newest stage of activation	13
Chapter II	
PALEOGENE AND NEOGENE STRATIGRAPHY OF MONGOLIA	16
Paleogene	16
Paleocene	16
Eocene	31
Oligocene	34
Neogene	49
Lower (?) – Middle Miocene	50
Upper Miocene	57
Pliocene	61
Chapter III	
BIOSTRATIGRAPHIC FEATURES, SUBSTANTIATION OF AGE AND INTERREGIONAL CORRELATION BETWEEN THE PALEOGENE AND NEOGENE OF INNER ASIA	80
Main principles of the age determination and the correlation	80
Paleogene	82
Paleocene	82
Eocene	83
Oligocene	87
Neogene	93
Lower-Middle Miocene	93
Upper Miocene-Lower Pliocene	99
Middle Pliocene	102
Chapter IV	
EFFUSIVES AND THEIR POSITION IN CENOZOIC SEDIMENTARY SEQUENCE OF MONGOLIA	104
Introduction	104
Structural position and composition	105
Age complexes of Cenozoic effusives in Mongolia and the relation between them and sedimentary sequence	106
General regularities of Cenozoic volcanism development in Mongolia	118

ESTIMATION OF ABSOLUTE AGE FOR CENOZOIC CONTINENTAL STRATIGRAPHIC SUBDIVISIONS IN INNER ASIA AND PROBLEM ON "REMOTE" CORRELATIONS	118
---	-----

Chapter VI

MAIN PROBLEMS OF ANTHROPOGEN STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY IN MONGOLIA	125
Eopleistocene and its lower boundary	125
North Mongolia	126
West Mongolia (Mongolian Altaj and Depression of Big Lakes)	134
Central Mongolia (Valley of Lakes)	136
Correlation between Eopleistocene deposits in Mongolia and regularites regions	136
Construction of general biomagnitostratigraphic Pliocene and Eopleistocene scale for South Siberia and Mongolia	138
Pleistocene	139
Main factors and features of Pleistocene sedimentation	139
Regions of mountainous ridges, subjected to ancient glaciation	140
Some problems of studies of relict frozen ground in Mongolia	148
Regions of middle and low-mountain ridges and foothills with predominantly proluvium complex of deposits	149
Regions of large intermountane depressions with complex of predominantly lacustrine and alluvial deposits. Problem of arids and pluvials	152
River valley regions of North Mongolia with complex of alluvial deposits	165
Correlation between of Pleistocene sedimentation in different zones of Mongolia	175
CONCLUSION	179
BIBLIOGRAPHY	180

Г А Р Ч И Г

ОРШИЛ	5
-----------------	---

Б ү л э г I

МОНГОЛЫН КАЙНОЗОЙН ХУРДСЫН СТРУКТУР – ФОРМАЦИЙН АНГИЛАЛ	10
Зүсэлтүү дийн формацийн ерөнхий ангилал	10
Платформын хучаасын бүтэц ба формацийн бүрдэл (дээдцэрд-палеоген)	10
Шинэхэн идэвхжилтийн бүтэц ба формацийн бүрдэл (неоген – антропоген)	12
Шинэхэн ифахтсэн (шат) бүтцийг ангилал	13

Б ү л э г II

МОНГОЛЫН ПАЛЕОГЕН БА НЕОГЕНИЙ ДАВХРАГА ЗҮЙН АНГИЛАЛ	16
Палеоген	16
Палеоцен	16
Эоцен	31
Олигоцен	34
Неоген	49
Миоцен доод (?) – дунд	50
Дээд миоцен	57
Плиоцен	61

Б ү л э г III

АЗИЙН ТӨВ ХЭСГИЙН ПАЛЕОГЕН БА НЕОГЕНИЙ ХУРДСЫН БИОСТРАТИГРАФИЙН ТОДОРХОЙЛОЛТ, НАСНЫ ҮНДЭСЛЭЛ БОЛОН МУЖ ХООРОНДЫН ХАРЬЦУУЛАЛТ	80
Харьцуулалт ба насны үндэслэлийг хийх гол зарчим	80
Палеоген	82
Палеоцен	82
Эоцен	83
Олигоцен	87
Неоген	93
Миоцен доод – дунд	93
Дээд миоцен – доод плиоцен	99
Дунд плиоцен	102

Бүлэг IV

МОНГОЛЫН КАЙНОЗОЙН ХУРДСАН ДАХЬ БЯЛХМАЛ ЧУЛУУЛАГ.....	104
Оршил.....	104
Бүтэц ба найрлага.....	105
Монголын кайнозойн чулуулгийн насны цогцолбор ба түүнийг тунамал хурдсын зүсэлттэй харьцуулах нь.....	106
Монголын кайнозойн чулуулгийн үүсэл хөгжлийн зүй тогтол.....	118

Бүлэг V

АЗИЙН ТӨВ ХЭСГИЙН КАЙНОЗОЙН ЭХ ГАЗРЫН ХУРДСЫН ДӨВХРАГА ЗҮЙН АНГИЛАЛЫН ҮНЭМЛЭХҮЙН НАСНЫ ҮНЭЛГЭЭ (РАДИОЛОГИЙН БА БИОСТРАТИГРАФИЙН ҮЗҮҮ ЛЭЛТЭЭР) БА "АЛСЫН" ХАРЬЦУУЛАЛТЫН АСУУДАЛ....	118
--	-----

Бүлэг VI

МОНГОЛЫН АНТРОПОГЕНИЙ ДАВХРАГА ЗҮЙН АНГИЛАЛ БА ЭРТНИЙ ГАЗАР ЗҮЙН ҮНДСЭН АСУУДАЛ.....	125
Эоплейстоцен ба түүний доод хил зааг.....	125
Хойд Монгол.....	126
Баруун Монгол (Монгол Алтай, Их нууруудын хотгор).....	134
Төв Монгол (Нууруудын хөндий).....	136
Монголын эоплейстоценийг түүний зэргэлдээ мужтай харьцуулах нь.....	136
Өмнөд Сибирь ба Монголын плиоцен, эоплейстоцений биөсоронзон давхрага зүйн ерөнхий ангилал.....	138
Плейстоцен.....	139
Плейстоцений хурдас хуралдалтын үндсэн шалтгаан ба онцлог.....	139
Эртний мөстлөгт автагдсан өндөр уулсын муж.....	140
Монголын олон жилийн цэвдгийн судалгааны зарим асуудал.....	148
Дундат ба нам өндөрлөг уулс, уулсын бэлийн мужид тархсан пролювийн хурдас зонхилсон бүрдэл.....	149
Уулс хоорондын хотгоруудад тархсан нуурын ба голын хурдас зонхилсон бүрдэл. Хуурайшилт ба чийгжилтийн зарим асуудал.....	152
Хойд Монголын голын хөндийд тархсан голын хурдас зонхилсон бүрдэл.....	165
Монголын плейстоцений хурдас хуралдалтын янз бүрийн бүсийн харьцуулалт.....	175
ДҮГНЭЛТ.....	179
АШИГЛАСАН НОМ.....	180

Евгений Викторович Де в я т к и н

КАЙНОЗОЙ ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ

(стратиграфия, геохронология, корреляция)

Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции

Выпуск 27

*Утверждено к печати Совместной Советско-Монгольской
научно-исследовательской геологической экспедицией*

Редактор издательства В.Х. Марусич. Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Н.М. Петракова

ИБ № 21534

Подписано к печати 09.06.81. Т – 09244. Формат 70 X 108 1/16. Бумага офс. № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,2 + 1,8 вкл. Усл.кр.отт. 17,5. Уч.-изд.л. 22,3
Тираж 800 экз. Тип. зак. 274. Цена Зр. 40к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 40 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»